

Evolución Glaciar del cuadrante noroeste del Nevado Coropuna

Eduardo García Gutiérrez



Trabajo Final de Máster

Máster en Tecnologías de la Información Geográfica

Evolución Glaciar del cuadrante noroeste del Nevado Coropuna

Eduardo García Gutiérrez

Tutores:

José Úbeda Palenque
David Palacios Estremera

Trabajo Final de Máster
Máster en Tecnologías de la Información Geográfica

Universidad Complutense de Madrid
Junio, 2013

ÍNDICE

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN	4
1.1 Objetivos y justificación.....	4
1.2 Organización	4
1.3 Localización y características generales	4
1.4 Tectónica y morfogénesis	7
1.5 Climatología	9
1.6 Evolución glaciar	9
1.7 Riesgos asociados a los glaciares.....	10
CAPÍTULO 2. METODOLOGÍA	12
2.1 Materiales.....	12
2.2 Cartografía de morrenas.....	13
2.3 Delimitación de los glaciares	15
2.3.1 Delimitación de los glaciares de 2010, 2007, 1986 y 1955	15
2.3.2 Delimitación de los paleoglaciares LIA y LGM	17
2.4 Generación de bandas altitudinales y altitudes medias	17
2.5 Cálculo de ELAs AABR.....	18
2.5.1 Cálculo de ELAs AABR 2010, 2007, 1986 y 1955	19
2.5.2 Cálculo de paleoELAs AABR LIA y LGM	22
2.6 ELAs y zonas de acumulación y ablación	23
2.6.1 Representación y tratamiento de la ELA.....	23
2.6.2 Zonas de acumulación y ablación	24
CAPÍTULO 3. RESULTADOS	25
3.1 Cartografía de morrenas.....	25
3.2 Delimitación de los glaciares	26
3.3 ELAs AABR.....	32
3.4 Zonas de acumulación y ablación.....	36
3.5 Persistencia estimada de los glaciares.....	42
CAPÍTULO 4. DISCUSIÓN DE RESULTADOS Y TRABAJO FUTURO	44
4.1 Cartografía de morrenas.....	44
4.2 Delimitación de los glaciares	45
4.3 ELAs AABR.....	46
4.4 Conclusiones.....	48
BIBLIOGRAFÍA	50

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

Los glaciares son claros indicadores del cambio climático, y en las zonas tropicales esto se acentúa debido a las condiciones de estas latitudes. Por otra parte son fuente y reserva de agua para las comunidades de su entorno, que sufren directamente las consecuencias de su retroceso, y un potencial agente de riesgo. El propósito de este trabajo es la reconstrucción de las diferentes etapas glaciares en el cuadrante NW del Nevado Coropuna (Perú) para obtener información que facilite el análisis de la evolución glaciar y los riesgos y procesos asociados a ella.

1.1 Objetivos y justificación

El objetivo de este proyecto es el de realizar un análisis de los glaciares y paleoglaciares del NW del Nevado Coropuna con el fin de obtener datos sobre el retroceso glaciar. Se pretende reconstruir este retroceso en diferentes fases, desde el LGM (Last Glacial Maximum, denominado así el periodo en el que los glaciares alcanzaron sus cotas mínimas hace aproximadamente 22 ka. bajo condiciones de menor temperatura y mayor humedad), LIA (Little Ice Age, periodo aproximado de enfriamiento global experimentado entre los siglos XIV-XIX) y la actualidad a partir de los datos de 1955, 1986, 2007 y 2010.

El fin último del análisis del retroceso glaciar es el de generar información sobre los glaciares de la zona, sus dinámicas y características para poder comprender y prever su comportamiento para minimizar los riesgos naturales asociados a ellos, conocer valores de disponibilidad hídrica para las poblaciones que dependen del agua de fusión glaciar y valorar la rapidez del retroceso asociada al cambio climático.

La elección del sector noroeste del Nevado Coropuna viene dada por el interés personal en realizar un proyecto de esta naturaleza, directamente relacionado con el mundo de la alta montaña y sus glaciares. Al conocer la existencia de este tipo de estudios en el GFAM (en relación con GEM) y ponerme en contacto con ellos, me transmitieron el interés que podría tener estudiar este sector ya que existían análisis y estudios de otros sectores del mismo complejo volcánico pero el noroeste estaba aún sin estudiar. Era por tanto la oportunidad de realizar un proyecto sobre un tema de mi interés sobre un espacio hasta hoy no analizado, lo que le confiere a este proyecto una plusvalía extra.

1.2 Organización

Este documento se divide en cuatro capítulos diferenciados en los que se desarrollan los distintos aspectos del proyecto de forma organizada y jerarquizada. Este primero es una introducción general al entorno sobre el que se va a estudiar y sus características principales. Le sigue la metodología empleada en los diferentes pasos y procedimientos de análisis en el capítulo dos. El capítulo tercero es una presentación de los resultados obtenidos y finalmente se encuentra el cuarto y último capítulo en el que se discuten y valoran los resultados derivados de los capítulos anteriores.

1.3 Localización y características generales

Los Andes recorren el occidente de América del Sur en dirección norte-sur a lo largo de 7.000 kilómetros y con una anchura que varía desde 200 a 700 kilómetros. Esta gran alineación montañosa surgida por la subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana, se compone de numerosas cordilleras que en algunos casos alcanzan altitudes de más de 6.000 metros sobre el nivel del mar. Es en los sectores andinos peruano y boliviano donde se conservan la mayoría de los glaciares tropicales del mundo (Kaser y Osmaston, 2002). A su paso por Perú, el ramal más occidental (Cordillera Occidental) alberga la Cordillera Ampato, en la que se localiza el Nevado Coropuna (*figura 1.1*).

El complejo volcánico del Nevado Coropuna, de aproximadamente 1.000 km², está sustentado por una estructura del Plioceno inferior parcialmente desmantelada, de forma troncocónica, comprendida entre los 4.200 y los 5.000 metros de altitud. Sobre esta estructura basal, a lo largo del Plioceno superior y el Pleistoceno, las sucesivas erupciones volcánicas han ido superponiendo materiales hasta formar un conjunto de seis edificios coalescentes cuyas culminaciones superan, en muchos casos, los 6.000 metros de altitud (Úbeda, 2011).

En el sector occidental del complejo volcánico se sitúan los conos de mayor altitud. Entre ellos destaca el Coropuna Casulla que, con 6.377 msnm, es la cima de mayor altitud y origen de los glaciares analizados a lo largo de este trabajo, quedando encuadrado en la zona sur del área de estudio. La presencia de los volcanes de mayor entidad altitudinal en este sector del Nevado responde a la concentración y confluencia en la parte occidental de diversas fracturas y lineamientos de origen tectónico que, además de propiciar el ascenso de magma, lo concentran en estos espacios de confluencia. En contraposición, los edificios del sector oriental, que responden a los mismos procesos intrusivos del magma por fracturas, son de menor altitud por encontrarse sobre líneas de debilidad menos potentes y con menor concentración de las mismas

De los edificios volcánicos orientales, cabe destacar el que se encuentra en una posición más extrema y desde el que surge la colada de lava de datación más reciente. Esta colada pertenece al conjunto de tres coladas de lavas traquidacíticas (lavas muy viscosas) que se sitúan en los cuadrantes NW, NE y SE, respectivamente, y que datan de época holocena (Úbeda, 2011).

En la actualidad el área de cumbres del Coropuna está cubierta por un sistema glaciar de ~50 km², con varias decenas de lenguas glaciares que descienden por sus laderas, de forma radial, alcanzando cotas en torno a los 5.600 metros (*figura 1.2*).



Figura 1.1. Por orden numérico, 1. Ubicación general de la zona de estudio en América del Sur (sobre NASA World Wind). 2. Localización del Nevado Coropuna en su entorno inmediato (sobre Google Earth, 2010). 3. Imagen aérea del nevado Coropuna (NASA, 6 octubre 2010).

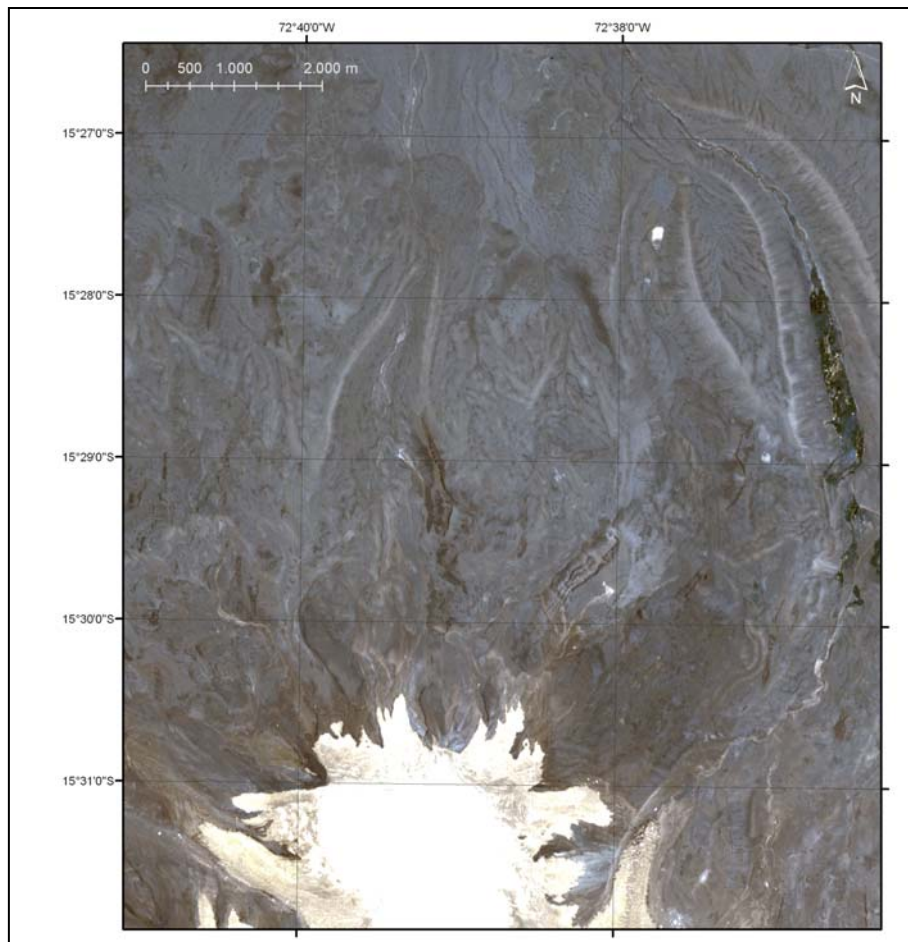


Figura 1.2. Ortoimagen de la zona de estudio. NW Nevado Coropuna (GFAM-GEM 2010). Glaciares actuales y valles de los paleoglaciares.

La disposición de las cadenas montañosas condiciona el clima de la zona, siendo muy árido en la vertiente occidental por el efecto barrera de los Andes, que impide la circulación de masas de aire húmedo provenientes desde el Atlántico. Las precipitaciones en la vertiente occidental, son muy escasas, con valores anuales entre 0 y 100mm y en el entorno del Nevado Coropuna, por encima de 4.000 metros, se sitúan entre 300 y 500 mm.

El gradiente térmico altitudinal de 0,0084 °C/m es ligeramente superior al normal (Úbeda, 2011), desde el Pacífico hacia los Andes, debido a la escasa distancia que separa la costa de las cumbres de la Cordillera, parándose rápidamente de condiciones climáticas costeras a condiciones de alta montaña con desniveles de más de 6.000 metros en poco más de 100 kms. El Nevado Coropuna (6.377msnm; 15° 33' S, 72° 39' W; UTM 751710 E, 8282968 S) situado a 150 km. al noroeste de Arequipa ya a 100 km. de la costa, es el volcán más alto de Perú. Es un complejo estratovolcánico compuesto por seis conos rodeado de quebradas (valles) que drenan el agua de fusión de los glaciares hacia el Océano Pacífico por los ríos Ocoña y Majes. Aunque la actividad volcánica de este sector comenzó a finales del Mioceno, su estructura actual se debe a un prolongado vulcanismo cuaternario (Venturelli et al., 1978; Weibel et al., 1978).

En 1998 la Cordillera Ampato contaba con 93 glaciares tropicales que cubrían una superficie total conjunta de 147 km², con un volumen estimado de 5,1 km³. La localización de los glaciares tropicales puede acotarse mediante tres parámetros (Kaser, 1995). 1. Trópicos astronómicos (limitación por radiación), 2. Áreas donde la amplitud térmica diaria supera la amplitud térmica anual (limitación térmica) y 3. La banda de oscilación de la Zona de Convergencia Intertropical o ITCZ, por sus siglas en inglés de Inter Tropical Convergence Zone, (limitación hídrica). Según estos criterios se pueden identificar el Nevado Coropuna como un glaciar tropical ya que se encuentra en un espacio en el que confluyen los tres (figura 1.3).

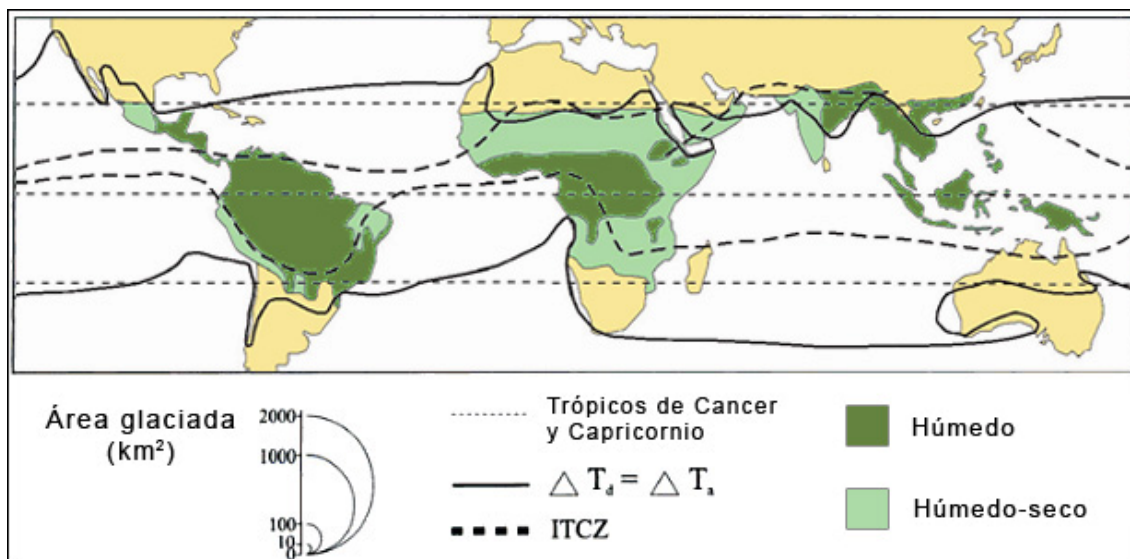


Figura 1.3. Delimitación de glaciares tropicales desde un punto de vista glaciológico. ΔT_d : amplitud térmica diaria; ΔT_a : amplitud térmica anual. (Traducción y modificación a partir de Kaser and Osmaston, 2002).

1.4 Tectónica y morfogénesis

La cordillera de los Andes se origina por la subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana. Desde los Andes del Norte hasta los Andes del Sur la cordillera se divide una y otra vez en varios ramales que posteriormente vuelven a unirse. Lo mismo sucede en los Andes Centrales, donde la aparición de la meseta del altiplano entre las cordilleras occidental y oriental constituye su principal diferencia con respecto a las anteriores regiones (Úbeda, 2011). La cordillera occidental, el altiplano y la cordillera oriental conforman una unidad estructural denominada Oroclinal Boliviano (Isacks, 1988), en cuyo sector norte se localiza la Cordillera Ampato (figura 1.4).

A lo largo de la costa de Colombia, Ecuador y costa norte y central de Perú y la mitad sur de la costa de Chile, la Placa de Nazca subduce con un ángulo de entre 5° y 10° . Se caracteriza por la falta de actividad volcánica desde finales del Mioceno hasta el Holoceno. Por el contrario, la zona de subducción que coincide con la costa sur de Perú y la norte de Chile, subduce con una inclinación de en torno a 30° y presenta un vulcanismo mucho más reciente, incluso activo a día de hoy.

Las zonas volcánicas de los Andes se dividen en tres espacios en función de la latitud. La Zona Volcánica Norte, al norte de 2° S. La Zona Volcánica Central, entre 15° y 28° S (figura 1.5), y la Zona Volcánica Sur, al sur de 33° S (Gregory-Wodzicki, 2000). Quedan separadas por espacios de Cordillera que no presentan actividad volcánica de relevancia.

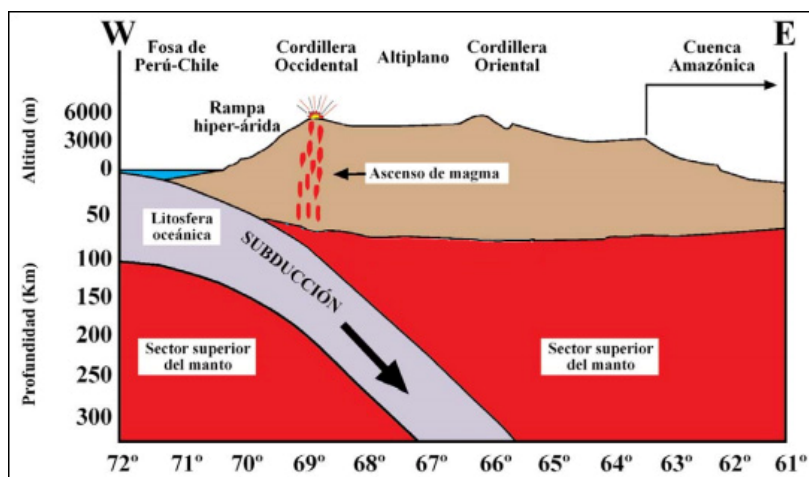


Figura 1.4. Esquema de la subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana y la presencia de vulcanismo en la Cordillera Occidental andina. Perfil W-E. (Stern, 2004).

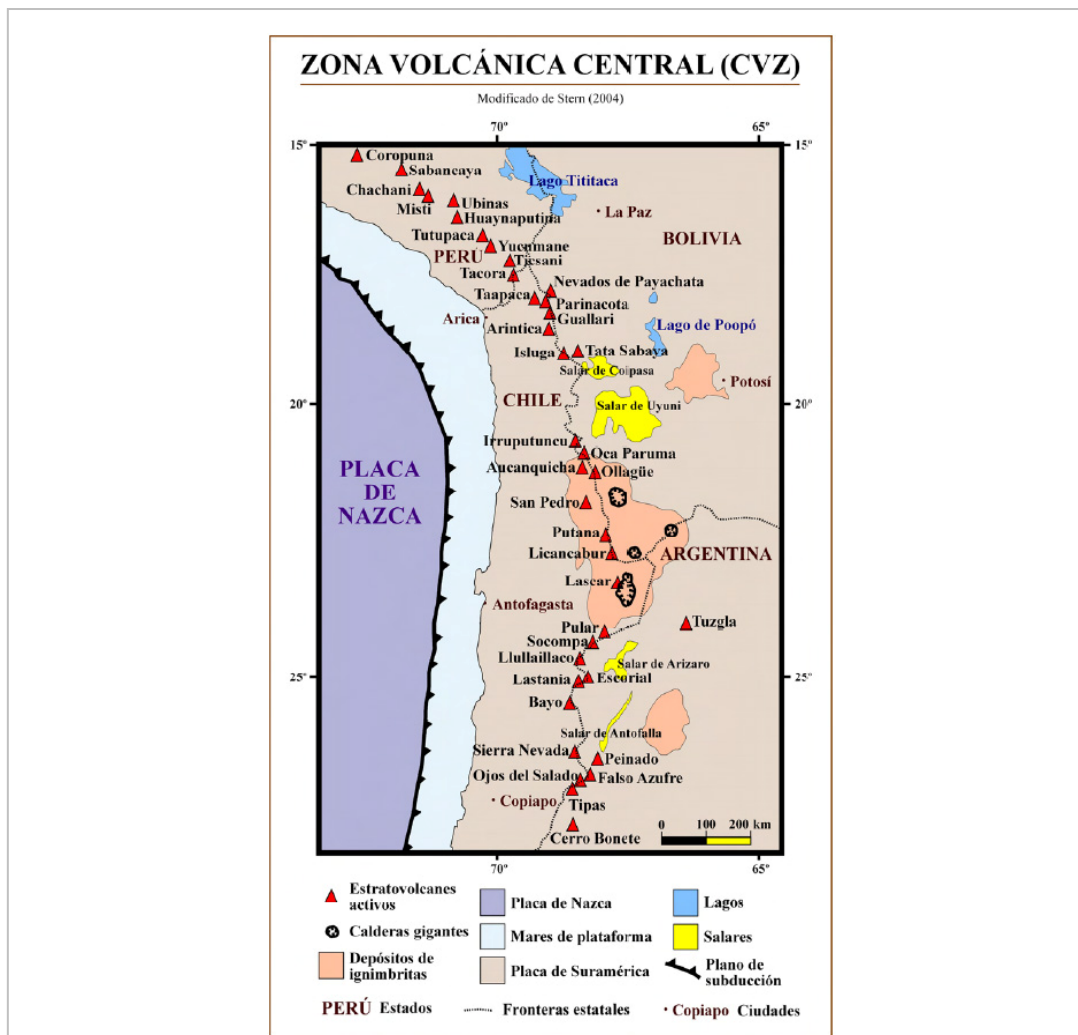


Figura 1.5. Zona Volcánica Central de los Andes, donde se localiza el N. Coropuna (Úbeda, 2011).

El altiplano andino es una superficie constituida por superficies suavemente onduladas entre 3.800 y 4.500 metros que surge como resultado de los procesos erosivos que han actuado sobre este espacio en los episodios de calma volcánica. Las únicas irregularidades que salpican esta meseta son los edificios volcánicos que afloran en los puntos de menor presión por los que aflora el magma. La presencia de esta planicie a gran altitud ha condicionado el comportamiento y extensión de los glaciares (Úbeda, 2011).

La altitud de la cordillera, a causa del proceso de subducción, hace que los volcanes alcancen cotas superiores a los 5.000 metros, lo que facilita la persistencia de masas de hielo, favorecidas por la baja temperatura. Si estos volcanes se sitúan sobre el altiplano, los glaciares que los cubren en lugar de mantener su trayectoria descendente, altitudinalmente, en pocos kilómetros comenzarán a ocupar los espacios de escasa pendiente que circundan los edificios volcánicos formando grandes campos de hielo. Los aparatos glaciares que descienden con gran poder erosivo a lo largo de las escarpadas pendientes volcánicas horadan profundos valles (quebradas) al encontrarse con las superficies llanas del altiplano al pie de los conos.

Desde un punto de vista de la génesis volcánica, el Nevado Coropuna es un estratovolcán (volcán generado a través de la superposición de materiales de distintas erupciones) poligenético con erupciones moderadamente explosivas de lavas viscosas (menos fluidas) que conforman edificios con tendencia al crecimiento lateral, lo que favorece la formación de complejos de varios cráteres (Úbeda, 2011).

1.5 Climatología

Existe una fuerte disimetría termopluviométrica entre las dos vertientes de los Andes centrales. La pacífica, más seca y templada, y la amazónica, más cálida y húmeda. Esto se debe principalmente a tres fenómenos: 1. La Corriente de Humboldt, que transporta masas de agua muy fría desde regiones antárticas y condiciona la temperatura de la costa occidental sudamericana suavizando las altas temperaturas tropicales. 2. Favorecidas por las masas frías antes mencionadas, las altas presiones permanentes del Pacífico suroriental, que generan situaciones anticiclónicas que propician la no precipitación y 3. El efecto barrera de la propia cordillera de los Andes, que genera una sombra pluviométrica en la vertiente pacífica al frenar la entrada de masas de aire húmedo desde el interior del continente. Estos tres principales factores se ven matizados por los regímenes anuales de la Zona de Convergencia Intertropical, que genera una mayor presencia de bajas presiones entre noviembre y abril (Herrerros et al., 2009) (figura 1.6), y en ocasiones por el fenómeno de El niño, que produce una inversión en las temperaturas de las aguas del Pacífico.

El entorno del Nevado Coropuna sufre las consecuencias de los condicionantes climáticos andinos con un mayor peso de las condiciones de aridez de la vertiente pacífica por encontrarse en uno de los ramales occidentales. Estas condiciones de escasez de humedad y bajas temperaturas debidas a la gran altitud, hacen que la presencia de vegetación en las zonas de dominio glaciar y periglaciar sea nula, teniendo que descender hasta los 4.500 metros aproximadamente para encontrar los primeros ejemplares vegetales de los géneros *Stipa* y *Azorella* (Úbeda, 2011).

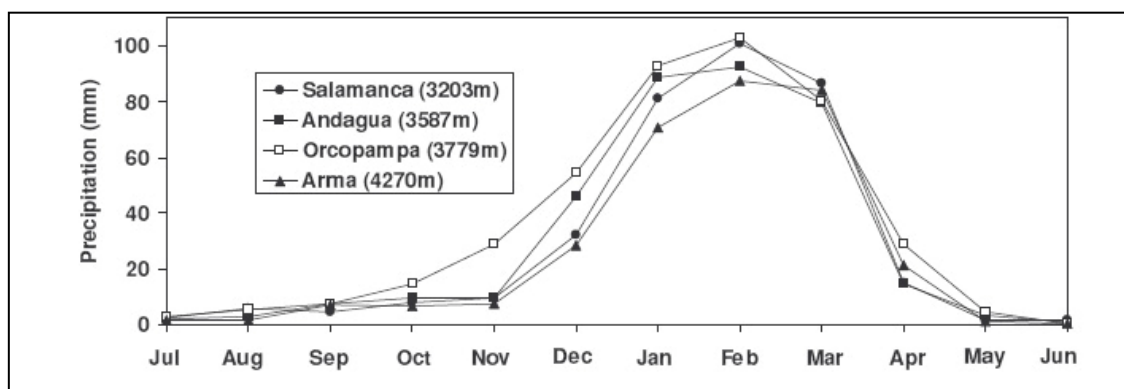


Figura 1.6. Distribución anual de la precipitación en cuatro estaciones que circundan el Nevado Coropuna. Salamanca (20 km al O), Andagua (30 km al E), Orcopampa (42 km. al NE) y Arma (15 km al NO) (Herrerros et al., 2009).

1.6 Evolución glaciar

Existen diversos estudios en diferentes zonas de los andes peruanos centrados en el estudio y comprensión del retroceso glaciar y su cronología, sobre todo con objetivos relacionados con el cambio climático (Giráldez, 2011). Sin embargo, la datación precisa y completa de los diferentes ciclos de avance y retroceso de los glaciares tropicales de Perú es muy compleja. Esto se debe a las limitaciones de aplicación de las dataciones por radiocarbono (^{14}C) por la escasez de materiales y elementos analizables en áreas por encima de 4.000 msnm (Smith et al., 2005).

Del conjunto de trabajos de esta naturaleza se pueden extraer cuatro fases glaciares principales presentes en este sector de los andes peruanos: Último Máximo Glaciar (Last Glacial Maximum o LGM), Younger Dryas (YD), Pequeña Edad del Hielo (Little Ice Age o LIA) y fluctuaciones glaciares modernas (Giráldez, 2011).

Existen diferentes métodos de dataciones absolutas más o menos precisos, pero el objetivo de este trabajo no se centra en ello y solo se presentará algunos datos y cifras de forma breve.

Es posible determinar la posible cronología y la magnitud de los eventos glaciares del Pleistoceno a partir de una rigurosa reconstrucción de los paleoglaciares y sus morrenas. A partir de los datos obtenidos de estas reconstrucciones se pueden realizar estimaciones de variaciones en el clima en zonas glaciadas actualmente y glaciadas en el pasado (Bromley et

al. 2009). En el Lago Junín (4.082 msnm) análisis sedimentológicos de variaciones paleobióticas e isotópicas evidencian que el LGM en este sector de los andes peruanos tuvo lugar en 30-22.5 ka., seguido de un retroceso glaciario en 22-21 ka. y un pequeño reavance en 21-16 ka., todos ellos en condiciones climáticas de gran humedad. Fueron seguidos de un rápido retroceso en 16 ka., que respondió a una progresiva desecación del clima. Los retrocesos se corresponden de manera clara con aumentos de la temperatura y cambios en el régimen de humedad (Seltzer et al., 2000 y Seltzer et al., 2002). Existen otros trabajos que datan el LGM próximo a 30 ka. mediante registros isotópicos en depósitos morrénicos (Farber et al., 2005) y modelos con dataciones en la zona norte de Bolivia, que sitúan el LGM en torno a 24 ka (Zech et al., 2007).

El Younger Dryas (YD), breve fase (de poco más de 1.000 años de duración) de enfriamiento climático a finales del Pleistoceno (~12 ka.) es básicamente un intervalo climático y temporal de rápido retroceso glaciario en los andes peruanos y de escasas pulsaciones de avance. Los análisis de radicarbono en las zonas del límite de avance glaciario del YD en la Cordillera Blanca (estimaciones de 12.4-12.5 ka) así lo indican. Estos dos sectores son espacios en los que las evidencias del YD son muy claras (Rodbell and Saltzer, 2000; Rodbell et al., 2009), siéndolo bastante menos en la zona andina sur de Perú.

Durante el periodo aproximado comprendido entre los siglos XIV y XIX, la denominada Pequeña Edad del Hielo (LIA), el descenso generalizado de las temperaturas y un mayor índice de acumulación dio origen a diversos avances glaciares de forma simultánea en todo el globo. Las morrenas de estas edades muestran varios episodios de avance y retroceso glaciario, los mayores del Holoceno. Los datos obtenidos en la Cordillera Vilcabamba y la Cordillera Blanca reflejan que la variación de los máximos en estos dos espacios varía ~180 años. Esta variación puede ser debida a poca exactitud cronológica derivada de los análisis liquenométricos y de ¹⁰Be o ser resultado de una diferencia real en la manifestación diferencial del crecimiento de las masas glaciares en la Pequeña Edad del Hielo (Licciardi et al., 2009). A partir de LIA, los glaciares tropicales andinos experimentan un continuo retroceso debido a las temperaturas, que se mantienen en constante aumento.

Las fluctuaciones modernas sufridas por los glaciares tropicales son escasas. Básicamente es un retroceso constante que se ve acelerado con el paso de las décadas. Los pequeños avances experimentados en las décadas de los años 20 y 70 del Siglo XX debido a condiciones de aumento de la precipitación quedan enmascarados dentro del retroceso generalizado que se experimenta a lo largo de ese mismo siglo, encadenando décadas de retroceso (Kaser, 1999).

Concretamente en el Coropuna, diversos estudios realizados sobre el retroceso glaciario a partir de las morrenas y paleoglaciares muestran una evolución que se ajusta perfectamente a las fechas y etapas generadas a partir de las dataciones radiométricas. Úbeda (2011) y Campos (2012) identifican arcos morrénicos con continuidad espacial correspondientes a etapas de LGM y LIA, quedando el YD difuminado dentro de los procesos de retroceso de menor importancia en este conjunto glaciario. De igual manera Bromley et al. (2011) observan que los principales episodios de avance se corresponden con LGM y LIA, si bien es verdad que estos trabajos no se centran en la datación y la usan como apoyo cronológico para las distintas fases de retroceso glaciario que en ellos se identifican.

1.7 Riesgos asociados a los glaciares

En los Andes, el riesgo asociado a los glaciares se eleva al encontrarse en muchos casos sobre edificios volcánicos. La acción conjunta de fenómenos de una y otra naturaleza, la fuerte pendiente y la presencia de lagos, de origen glaciario sobre materiales poco consolidados o depósitos morrénicos, potencia la peligrosidad en el entorno de los nevados y en un área que puede alcanzar varias decenas de kilómetros.

Asociados directamente a la actividad tectónica y al vulcanismo activo que conlleva se encuentran la expulsión de ceniza, piroclastos y coladas de lava. Estas coladas pueden interactuar con las masas de hielo que se alojan sobre el volcán en erupción y producir

fenómenos de fusión de gran magnitud. En caso de que las masas de agua de fusión glaciara se movilicen de forma masiva y veloz ladera abajo dará lugar a un lahar. Los lahares se vuelven especialmente peligrosos por su velocidad (pudiendo alcanzar más de 100 km/h) y la energía que poseen, que hace que el agua en su avance arrastre y se mezcle con diversos materiales, formando avenidas de lodo, y transporte grandes bloques rocosos. Otras causas de lahares son la ruptura o desborde de un lago glaciara (retenidos en muchos casos por depósitos morrénicos poco consolidados que al destruirse facilitan la movilización del agua retenida tras ellos), por fuertes episodios de lluvias (en estos casos no estaría ligado al vulcanismo) o por la erupción de un volcán que contuviera un lago en el cráter y expulsara el agua junto con el material eruptivo (USGS, 2000).

En el Nevado Coropuna existen todos los factores para tratarse de una zona de riesgo asociado a glaciares y vulcanismo. La masa de hielo cubre un edificio volcánico de seis conos y existen tres coladas de lava de época holocena que atestiguan la actividad de los volcanes subyacentes. La presencia de restos laháricos en sectores circundantes es un ejemplo de la existencia de estos fenómenos en el Coropuna.

CAPÍTULO 2. METODOLOGÍA

En este capítulo se van a tratar los procesos, técnicas y materiales empleados en la elaboración de este proyecto y los distintos análisis que en él se recogen. El software empleado para la consecución de los objetivos ha sido ArcGIS 10. La georeferenciación precisa de los distintos tipos de materiales para su integración y óptimo uso en los Sistemas de Información Geográfica es de gran importancia. De tener cada elemento en su ubicación correcta en el espacio depende la exactitud de los resultados obtenidos.

Uno de los principales elementos de análisis es la ELA. La ELA (Equilibrium Line Altitud) es la altitud en la que, en un glaciar, se sitúa la división entre la zona de acumulación y la zona de ablación.

2.1 Materiales

A continuación se presenta una tabla en la que se enumeran los distintos materiales empleados en cada proceso:

Material	Fuente	Fecha
<i>Cartografía de morrenas</i>		
Imágenes Google Earth	Google Earth (Google)	2010
Kml2shp (online)	zonums.com	
<i>Delimitación de glaciares</i>		
Fotografías aéreas	IGN (Instituto Geográfico Nacional de Perú)	2010, 1986, 1955
Pares de fotografías estereoscópicas	IGN (Instituto Geográfico Nacional de Perú), GFAM-GEM	1986, 1955
Imagen ASTER	GFAM-GEM	2007
Capa de curvas de nivel	GFAM-GEM	1955
Capas sistema glaciar Nevado Coropuna	GFAM-GEM	2010, 2007, 1986, 1955
Imágenes Google Earth	Google Earth (Google)	2010
Mapas topográficos 1:100.000 y 1:50.000	IGN (Instituto Geográfico Nacional de Perú)	
Imágenes Bing Maps	Bing.com/maps (Microsoft)	2011(?)
Photoshop CS3	Adobe	
Fotografías de campo	GFAM-GEM	
<i>Delimitación de paleoglaciares</i>		
Imágenes Google Earth	Google Earth (Google)	2010
Capa de curvas de nivel	GFAM-GEM	1955
Fotografía aérea	IGN (Instituto Geográfico Nacional de Perú)	2010
<i>Cálculo de ELAs y paleoELAs</i>		
Hoja programada Excel para ELA AABR	GFAM-GEM	

La alta resolución de las imágenes de Google Earth en la zona de estudio lo convierte en una herramienta de gran utilidad para la identificación de formaciones. La delimitación de las morrenas o la identificación de elementos de tracción en el hielo glaciar se consiguen hacer de forma mucho más precisa y rápida que si se empleara únicamente las imágenes aéreas “tradicionales”. También su versatilidad y velocidad a la hora de visualizar el relieve en 3D (siendo consciente de la simplificación que tienen sus modelos de elevación) hace que sea apropiado para hacerse una idea del entorno de trabajo y la visualización de los valles de los paleoglaciares.

Todos los materiales empleados (salvo los pares de fotografías estereoscópicas y la hoja Excel) finalmente se implementan de forma conjunta, según corresponda, en ArcGIS para su manipulación y análisis.

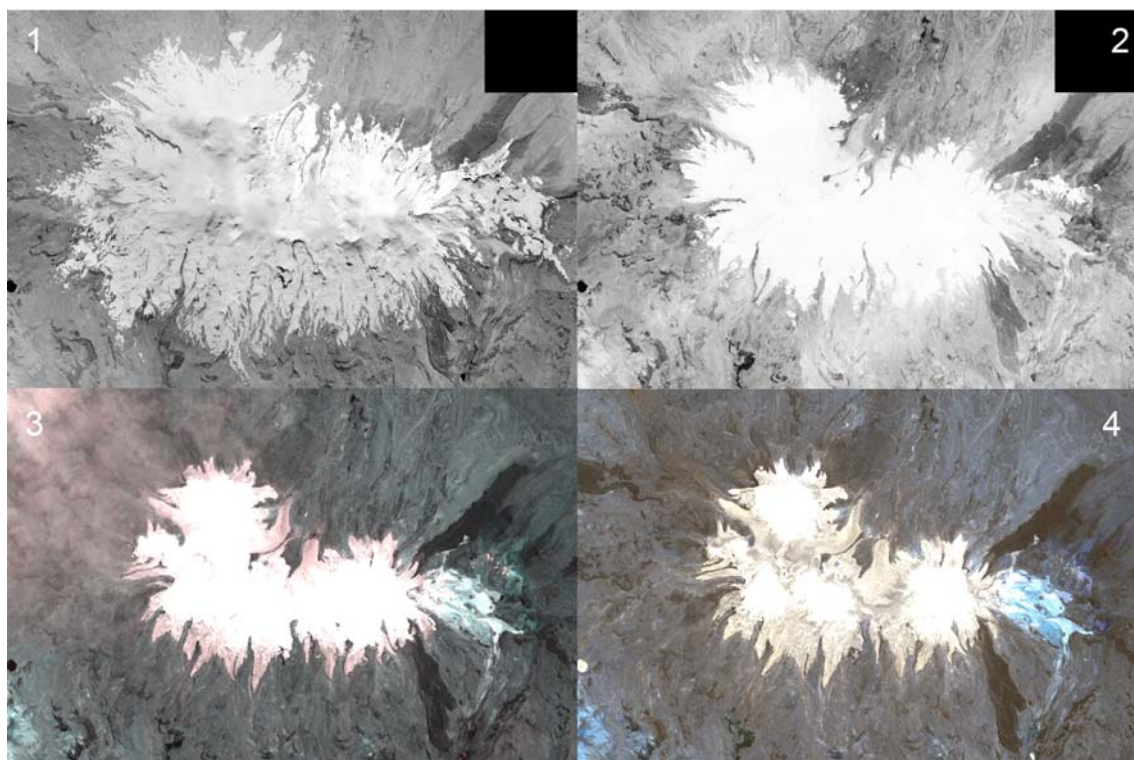


Figura 2.1. 1. Imágenes del Nevado Coropuna empleadas en el proyecto. 1. año 1955 (fotografía aérea); 2. año 1986 (f. aérea); 3. año 2007 (imagen ASTER); 4. año 2010 (ortofoto).

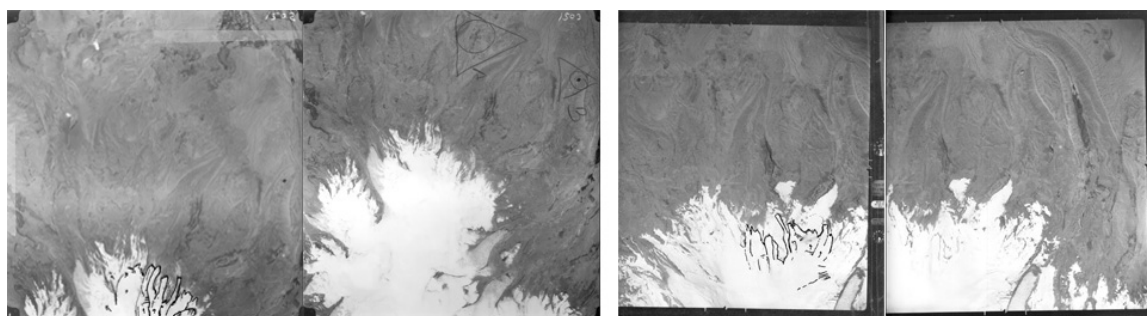


Figura 2.2. Pares de imágenes estereoscópicas empleadas en la delimitación de los glaciares. A la izquierda las correspondientes a 1986 y a la derecha las de 1955. Los trazados generados sobre acetatos se han mantenido y se muestran en la primera fotografía de cada par.

2.2 Cartografiar las morrenas

Las morrenas que se pretende digitalizar son las del LGM, postLGM y LIA. Para ello Google Earth se muestra como la herramienta idónea por la alta resolución de sus imágenes en el área de estudio, la versatilidad y la velocidad de desplazamiento que permite un análisis muy preciso de los depósitos morrénicos. De esta manera se consigue una cartografía de precisión en un tiempo menor que sobre otro software.

Tras un estudio previo de los valles que bordean las morrenas, con la herramienta “Ruta” (es la nomenclatura de Google Earth para denominar a las líneas trazadas por el usuario) se pueden

digitalizar directamente sobre las imágenes visualizadas, a escalas de detalle, muy precisas. Se generan tres conjuntos de “rutas”, uno para cada periodo (LGM, postLGM y LIA).

Con las morrenas identificadas, se exportan los conjuntos de líneas como archivos en formato KML o KMZ (formatos nativos de Google Earth). El problema surge por la necesidad de pasar estos trazos a ArcGIS, puesto que el software de ESRI no reconoce los archivos de Google Earth. Para ello existen varios métodos. En este caso se ha empleado una herramienta online que transforma los archivos KML/KMZ a SHP.

En el sitio web Zonum Solutions (zonums.com) nos dirigimos a la pestaña de “software” y dentro de esta sección abrimos la herramienta “kml2shp”. Se nos ofrece la opción de descargar un pequeño programa que hace la operación de transformación (útil si se va a trabajar en un entorno sin conexión a internet), pero en este caso se ha empleado la versión online, más rápida (figura 2.3).

En este punto, se le indica al conversor online la ruta del archivo KML/KMZ que se ha generado en Google Earth, la proyección en “Lat/Lon” y el tipo de entidad a transformar (punto, línea o polígono). En este caso son líneas, por lo que se selecciona “Path”.

Se ejecuta el programa y se genera un archivo SHP (con el resto de archivos adjuntos con extensiones PRJ, DBF, etc.) que se descarga.

Este archivo SHP se abre en ArcGIS, y si el proceso de transformación ha sido satisfactorio, debería estar perfectamente georreferenciado sobre nuestras capas de imágenes de satélite.

Figura 2.3. Visualización del conversor online de archivos KML/KMZ a SHP de Zonum Solutions.

En ArcGIS ya se puede manipular y operar con la capa SHP con normalidad, pudiendo aplicarle todas las operaciones disponibles para una capa de líneas o polilíneas de ArcGIS. En

la tabla de atributos se generan una serie de campos automáticos numéricos y uno con el nombre que se le dieron a cada una de las rutas (líneas) al digitalizar en Google Earth.

De esta manera se consigue la conversión entre formatos en un solo paso, sin necesidad de programas auxiliares y de forma muy rápida y precisa.

2.3 Delimitación de los glaciares

Este es uno de los puntos más críticos del trabajo ya que de su correcta realización dependerá la veracidad y fiabilidad de muchos de los resultados. La dificultad se plantea a la hora de individualizar cada flujo de hielo, determinando su origen y recorrido a lo largo del descenso por la ladera del cono volcánico. Desde la cima del Nevado Coropuna que se estudia (Coropuna Casulla) descienden varias lenguas glaciares pero en la cima y en la hombrera oriental, todas confluyen, es decir, tienen su origen. Y puesto que en esos espacios la cubierta de hielo es muy homogénea es difícil determinar hacia donde fluye exactamente cada glaciar y por dónde. En este caso, para individualizar y delimitar los glaciares se ha seguido un proceso en el que se han empleado distintos materiales. Una vez recopilados y generados todos ellos (se irán exponiendo de forma ordenada a continuación) se han ido implementando en ArcGIS para la división. El procedimiento se ha iniciado con los glaciares más actuales, del año 2010, y posteriormente se han ido ampliando con la información de las sucesivas fechas analizadas, 2007, 1986 y 1955.

Para la reconstrucción de los paleoglaciares de LIA y de LGM se ha empleado un método diferente basado en los glaciares de las cuatro fechas más recientes y en las morrenas de cada una de las épocas.

Para tener una primera aproximación a la delimitación de los glaciares del siglo XX, en las fechas estudiadas, se ha realizado una individualización previa sobre acetatos, con el apoyo de las fotografías estereoscópicas, de los años 1955 y 1986, y un análisis visual de las fotografías aéreas de 2007 y 2010. De esta forma se pueden observar correspondencias entre las mismas lenguas en distintas fechas y facilitar la delimitación.

2.3.1 Delimitación de los glaciares de 2010, 2007, 1986 y 1955

Para empezar, se ha realizado un análisis visual de la zona glaciada en esta fecha en Google Earth. La imagen de este software correspondiente a la zona de estudio es de 2010 y presenta muy poca cobertura nival, por lo que se ve con bastante claridad el límite del hielo. De igual manera, se analiza la fotografía aérea de 2010, que aporta información similar a la de Google Earth, pero con ausencia total de nieve. Con estas dos fuentes, se puede delimitar con facilidad el límite inferior de los glaciares y hacer una primera deducción del número de lenguas glaciares que se tienen en el entorno estudiado.

Para conocer el origen de cada glaciar y su recorrido se emplean la topografía, las fracturas del hielo y fotografías de campo. La topografía permite un análisis de la dirección que tomaría cada glaciar en función de la gravedad. Al conocer el relieve se puede comprender en qué dirección fluye una masa con un comportamiento como el del hielo. A partir de las hojas del Mapa Topográfico 1:50.000 y 1:100.000 del IGN de Perú, se ha confeccionado en Photoshop una imagen mosaico que cubre toda la zona de estudio. Esta imagen se ha exportado a ArcGIS, donde se ha georreferenciado y se ha empleado como base para generar una topografía de la zona concreta de los glaciares de 2010 con curvas de nivel cada 25 metros, de manera que se obtiene una mayor precisión del relieve.

Las fracturas de los glaciares pueden ser de tres tipos: rimayas, crevasses o seracs. En este análisis se han tratado todas por igual ya que en última instancia todas dependen y se generan por el desplazamiento del glaciar y pueden aportar información sobre la dirección de flujo. Se han cartografiado en ArcGIS a partir de la imagen aérea de 2010 y la georreferenciación precisa de una imagen de Google Earth corregida en Photoshop para realzar la visualización de estas grietas en el hielo.

La capa de topografía y la de fracturas del hielo glaciar se superponen a las imágenes aéreas y gracias a la información que aporta cada una de ellas se pueden delimitar los glaciares del 2010 (figura 2.4).

Finalmente se emplean las fotografías de campo como apoyo, ya que permiten ver desde otro punto de vista (mucho más preciso en algunos casos) las lenguas glaciares con sus fracturas, confluencias y difluencias y pendientes (figura 2.5). Se aplican filtros y modificaciones del brillo, contraste, color o exposición sobre éstas para resaltar, en cada caso, los elementos a visualizar. Son estas fotografías las que favorecen en última instancia la correcta delimitación.

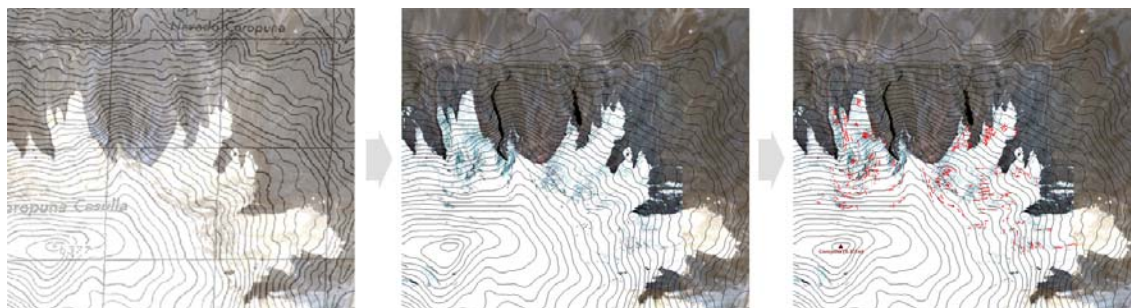


Figura 2.4. Proceso de generación de información para delimitar los glaciares de 2010 en ArcGIS. De izquierda a derecha, georreferenciación del Mapa Topográfico “mosaicado” y edición de las curvas de nivel (25m), georreferenciación de la imagen aérea de Google Earth manipulada para mejorar la visualización y cartografiado de las grietas en el hielo.



Figura 2.5. Sector del Nevado Coropuna correspondiente a la zona de estudio. Fotografía estival con ausencia de nieve en la que se pueden identificar las distintas fracturas de tracción del hielo en las distintas lenguas glaciares, que aparecen perfectamente definidas en su cota menor.

Con toda la información generada y recopilada disponible, se van generando modelos de delimitación de los glaciares hasta conseguir el definitivo. La representación final de los distintos glaciares recoge o sintetiza el análisis de todos los elementos anteriormente mencionados.

Con la individualización de los glaciares de 2010 concluida, la delimitación de las sucesivas fechas es un proceso de “recrecimiento” de las distintas lenguas. Se cartografía la superficie glaciada para cada fecha (de igual manera que en el primer caso, sobre la fotografía aérea y topografía), se recorta con los límites de la fecha inmediatamente anterior y se añade la diferencia. De esta manera, la reconstrucción de los glaciares de 2007, 1986 y 1955 es más precisa.

En estas reconstrucciones sucesivas hay que tener en cuenta posibles fenómenos de confluencia o difluencia de glaciares y prestar atención a los depósitos morrénicos para establecer los nuevos límites.

2.3.2 Delimitación de los paleoglaciares LIA y LGM

Al igual que con los anteriores glaciares, se ha realizado un análisis visual en Google Earth para tener una primera aproximación a las dimensiones, localización y características de los valles que ocuparon los paleoglaciares.

Partiendo del conocimiento de los glaciares de fechas actuales y sus delimitaciones, se han agrupado éstos en función del valle, o quebrada, en el que se canalizarían en el pasado. La información que facilitan los glaciares más actuales junto con las morrenas delimitadas anteriormente (sobre Google Earth y convertidas de KMZ a SHP) y la topografía, hacen que la reconstrucción de los paleoglaciares sea relativamente sencilla y rápida.

En el caso de LIA (Little Ice Age o Pequeña Edad del Hielo) los paleoglaciares delimitados son, en la mayoría de los casos, un recrecimiento de los anteriores. La continuidad que presentan los depósitos morrénicos de esta época hace posible una reconstrucción muy precisa hasta el límite de máximo avance.

Los fenómenos de difluencia se han omitido, ya que para el objetivo del trabajo no supone una diferencia significativa. Esta situación se observa de forma más clara en los glaciares más orientales que al estar menos condicionados en su descenso por una topografía que los encauza, pudieron expandirse y aumentar el frente glaciar en su avance.

Al igual que en los glaciares LIA, los LGM (Last Glacial Maximum o Último Máximo Glaciar) se han reconstruido y delimitado a partir de las morrenas anteriormente analizadas y trazadas, la topografía y las masas de hielo previas.

En este caso, al tratarse de un salto temporal más grande respecto a la progresión entre las fechas anteriores, los glaciares se han agrupado de forma que sólo existiera un paleoglaciar para cada quebrada, quedando éstas ocupadas desde su inicio en las partes más bajas del norte hasta la cima del Coropuna Casulla por un solo aparato glaciar. Esta simplificación se justifica por la magnitud de los fenómenos glaciares de la época, que diluye todo rastro de las individualizaciones que pudieran hacerse dentro de cada uno de los paleoglaciares, ya que carecen de interés analítico.

La complejidad de la delimitación de esta fecha ha surgido en los espacios que existen entre los paleoglaciares LIA y las morrenas terminales y laterales que delimitan el frente de avance del LGM. En estos casos ha resultado fundamental la topografía y el análisis visual, tanto en plano como en tres dimensiones. De esta forma, los paleoglaciares LGM de Quebrada Torconi, Quebrada intermedia Torconi-Chaqui-Ullullo y Quebrada Chaqui-Ullullo, quedan definidos desde la cabecera.

Existe una cuarta quebrada en el ámbito de estudio. Es la situada entre Quebrada Torconi y la denominada Quebrada intermedia Torconi-Chaqui-Ullullo. No se ha analizado ni reconstruido su paleoglaciar por tratarse de una difluencia confusa que surge a su vez en el punto de difluencia de los dos paleoglaciares de las quebradas que la flanquean. Su posible origen al superar el segundo de los glaciares mencionados un umbral rocoso o su posible generación como “desborde” de ese mismo paleoglaciar por su lateral occidental no se ha podido aclarar, por lo que se ha optado por no incluirlo en este análisis.

Finalmente, en este apartado cabe hacer referencia al conjunto de morrenas denominadas postLGM. Son las situadas entre las morrenas LGM y las morrenas LIA. Éstas son un conjunto de arcos morrénicos de episodios glaciares producidos entre las fechas de los otros dos grandes grupos de morrenas pero que no han podido ser estructurados cronológicamente ni datadas de forma sistemática y por tanto la reconstrucción y delimitación de glaciares asociados a ellas no se ha realizado. Sin embargo, debido a su presencia en la zona de estudio, se han cartografiado y representado.

2.4 Generación de bandas altitudinales y altitudes medias

Con los glaciares ya delimitados, para calcular las ELAs AABR es necesario tener divididas todas las lenguas, de forma individual, en intervalos altitudinales en función de las curvas de nivel y para cada uno de estos intervalos, su altitud media (Z media).

En ArcGIS, mediante la herramienta Split Polygons de la barra de herramientas Topology, se intersecan los polígonos de los glaciares con las líneas de la topografía (curvas de nivel). El uso de esta herramienta y no otra se justifica porque de esta manera se pueden delimitar estas bandas de forma simultánea para todos los polígonos de una capa, siendo la forma más rápida y eficaz de realizar la operación (Ver apartado 2.6.2 para uso detallado de Split Polygons). De esta manera se consigue fraccionar los polígonos en función de las líneas, obteniendo para cada glaciar una serie de fragmentos en función de la altitud. A cada uno de estos nuevos polígonos generados hay que actualizarle la tabla de atributos (figura 2.6). Es necesario generar los campos de área, límite altitudinal superior en inferior del intervalo y altitud media del intervalo. El porqué de estos tres campos es su necesaria implementación en el modelo de cálculo de la ELA AABR.

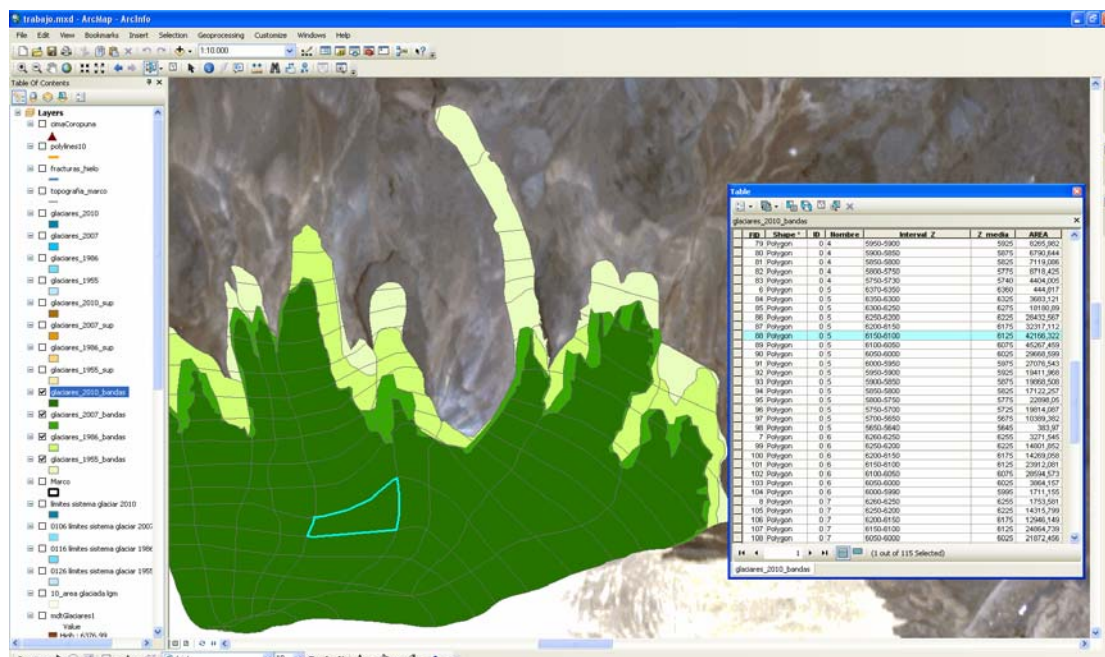


Figura 2.6. Captura de pantalla de la edición de los campos de la tabla de atributos de las bandas altitudinales de los glaciares de 2010.

Para determinar la altitud de los límites inferiores y superiores de los glaciares (que no coinciden con una curva de nivel) se ha realizado una estimación. Con la herramienta Identify sobre el MDT, se seleccionaron puntos (altitudes) de varios de los límites irregulares de las masas de hielo, se obtuvo la media de dichos puntos y se redondeó a la decena más próxima para evitar lo máximo posible la aparición de decimales en los datos de altitud media del intervalo.

2.5 Cálculo de ELAs AABR

El cálculo de ELAs por el método AABR (siglas en inglés de Area x Altitude Balance Ratio) es una variante del método AA que otorga un mayor rigor estadístico a la delimitación de ese nivel. De esta manera el valor obtenido ofrece mayores garantías de exactitud que en otros casos que interviene con mayor peso un factor subjetivo, interpretativo (Osmaston, 2005).

Los resultados de este método de cálculo de ELAs se ensayaron originalmente en glaciares actuales y paloglaciares del macizo de Rwenzori, Uganda y en el Kilimanjaro, Tanzania (Kaser y Osmaston, 2002). Otros autores aplicaron métodos muy similares con el parámetro Balance Ratio (que relaciona la variación altitudinal de las zonas de acumulación y ablación a lo largo del perfil longitudinal del glaciar, como se verá en el Capítulo III) para ponderar los valores del nivel de la ELA en glaciares actuales de Alaska. Los resultados se compararon, para comprobar la exactitud del método, con observaciones glaciológicas de campo que habían generado cálculos de ELAs precisos (Benn y Gemmell, 1997).

Se han publicado en los últimos años análisis de cálculo de ELAs en los McMurdo Dry Valleys de la Antártida para glaciares y paleoglaciares empleando valores de Balance Ratio (Krusic et

al., 2009), que al compararse con resultados de ELAs glaciológicas basadas en observaciones del balance de masa, validan la precisión del método.

Para el cálculo de las ELAs de la zona de estudio se ha empleado la hoja de Excel programada publicada por Osmaston (2005), junto con las especificaciones precisas de uso.

El proceso requiere que sean delimitadas las bandas altitudinales de los glaciares y la superficie de cada uno de estos intervalos. En un paso inicial, las ELAs son calculadas empleando el método AA (Area x Altitude). La estimación de la ELA por este método se realiza mediante la siguiente ecuación:

$$ELA = \Sigma Z \cdot A / \Sigma A$$

Donde “ $\Sigma Z \cdot A$ ” es el sumatorio del producto de la altitud media de cada intervalo altitudinal por su área y “ ΣA ” es el sumatorio de las áreas de las bandas altitudinales.

A continuación, empleando los distintos valores de BR (Balance Ratio), en la hoja Excel se calcula el balance de masa para todo el glaciar y devuelve el valor de la altitud donde el balance de masa es cero, es decir, la ELA. Los valores de BR empleados son los propuestos por Osmaston (1.0, 1.5, 2.0, 2.5 y 3.0). La ELA, según otros autores, depende de los valores de BR empleados, pero la implementación de criterios estadísticos (desviación típica) elimina el factor de subjetividad que podría existir si no se empleara el valor BR o si se empleara un solo valor.

La hoja de cálculo Excel programada para el método AABR está adaptada para integrar todos los parámetros del método y terminar ofreciendo la estimación de la ELA para los distintos valores de BR. Posteriormente se pasan a otra hoja Excel programada en la que todos los valores de ELA de los distintos glaciares de la zona de estudio son sometidos al proceso estadístico que otorga el valor de la ELA más probable para toda la zona de estudio.

2.5.1 Cálculo de ELAs AABR 2010, 2007, 1986 y 1955

Siguiendo el procedimiento de Osmaston (2005) en la hoja Excel programada, se realizan los siguientes pasos para el cálculo de ELAs AABR (numerados correlativamente en la Figura 2.7.):

1. Nombre del glaciar y fecha.
2. Equidistancia en metros de las curvas de nivel empleadas en la división en bandas altitudinales.
3. Parámetros de intervalos altitudinales (C), media del intervalo (D) y superficie de cada intervalo (E). Son los principales parámetros que debe introducir el usuario en la hoja de cálculo para la realización del cálculo de la ELA. Se deben haber generado previamente en ArcGIS.
4. Indicador de ubicación en la hoja del valor ELA AA (C). Valor de la ELA AA (F). Valor altitudinal de referencia para el cálculo de la ELA AABR en función de la equidistancia de las curvas de nivel. Debe ser la curva inmediatamente inferior al valor de ELA AA (H).
5. Valor de Balance Ratio (BR). Este valor se va modificando por el usuario para obtener los distintos valores de la ELA en función de los distintos valores de BR (G). Indicador de funcionamiento correcto o incorrecto de la hoja de cálculo con los valores introducidos (H).
6. Valor de la ELA AABR (M). Celdas donde se copian los distintos valores de la ELA AABR, en función de BR, para realizar posteriormente la significación estadística (C).
7. Subtabla con los distintos valores de la ELA AABR, en función de BR, para implementar en la siguiente hoja de cálculo y obtener el valor de la ELA para el conjunto de glaciares analizado de forma que sea más preciso estadísticamente.

A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	...
(1)	(2)	(3)				(5)	(4)						...
GLACIAR	Equidistancia (m)	Intervalos Z	Z media	Area	Z media x Area	Balance Ratio (BR)*	ELA trial Reference contour(1)**	Belt area x Alt above ref. contour(1)	Area x Alt x Balance Ratio for contour(1)	ELA trial Reference contour(2)	Belt area x Alt above ref. contour(2)	Area x Alt x Balance Ratio for contour(2)	...
Torroni 1	50,0	6360-6360	6365	717,89	4557799,645	1,0	6050	218746	218746	6100	182886	182886	
2010		6360-6300	6325	1405,604	88648695,300			3854291	3854291		3153511	3153511	
		6300-6250	6275	14530,271	91177450,525			3269311	3269311		2542797	2542797	
		6250-6200	6225	13520,017	84162105,825			2366003	2366003		1690002	1690002	
		6200-6150	6175	12293,104	75909917,200			1536638	1536638		921983	921983	
		6150-6100	6125	11617,368	71156379,000			871303	871303		290434	290434	
		6100-6050	6075	9998,826	60498652,950			248966	248966		-248966	-248966	
		6050-6000	6025	14883,826	89591304,150			-371748	-371748		-1115244	-1115244	
		6000-5950	5975	17727,738	106192115,525			-1332955	-1332955		-2221592	-2221592	
		5950-5900	5925	15267,348	90459036,900			-1908419	-1908419		-2671786	-2671786	
		5900-5850	5875	17467,085	102560256,875			-3054986	-3054986		-3927840	-3927840	
		5850-5800	5825	13796,308	80366089,100			-3104304	-3104304		-3794150	-3794150	
		5800-5780	5790	3876,726	22446243,540			-1007949	-1007949		-1201785	-1201785	
					159693			1584895	1584895		-6399750	-6399750	
					967726947								

RESULTS

VERDADERO (5)

—

6059 (6)

	BR=1.0	BR=1.5	BR=2.0	BR=2.5	BR=3.0
Torroni I AABR ELA for	6059(6)	6068	6087	6099	6109

20

Desde la columna I, de la primera hoja Excel programada, existen otros campos que realizan cálculos detallados de ELA para cada intervalo altitudinal. Para este trabajo esos valores no son relevantes, por lo que no se han empleado.

La segunda hoja Excel programada es la que se ha empleado para recoger todos los valores derivados de la hoja Excel previa y procesarlos, con el objetivo de dar rigor estadístico a la ELA seleccionada. De esta manera se minimiza la subjetividad a la hora de establecer la altitud de la ELA por el método AABR.

Su funcionamiento es mucho más simple que en la hoja anterior. Se modifica en función de los glaciares que se analicen, al igual que en la hoja previa se modificaba el número de filas para que se adecuara al número de intervalos altitudinales de cada glaciar a analizar.

Los principales elementos que intervienen en su funcionamiento se recogen a continuación:

1. Fecha de la ELA a calcular y nombre de la zona a la que pertenece.
2. Se dividen los datos en función de las quebradas. Dentro de cada quebrada se recogen los valores de la ELA, en función de BR, para cada glaciar. Estos valores son recogidos de la hoja anterior, coinciden con los valores del apartado 7.
3. Resumen estadístico del conjunto de la zona estudiada para una fecha. El promedio indica el valor medio de la ELA para cada valor de BR y la desviación típica indica qué valor de promedio es el más preciso, estadísticamente.
4. Se selecciona el valor de ELA asociado a la menor desviación típica como el valor más preciso para el conjunto de glaciares analizado. Esto es debido a que una menor desviación típica reduce las diferencias sufridas en el valor altitudinal derivadas de distorsiones particulares de los glaciares (Osmaston, 2005).

(1) ELA AABR 2010. CUADRANTE NW NEVADO COROPUNA					
(2) Quebrada TORCONI	BR=1	BR=1,5	BR=2	BR=2,5	BR=3
Glaciar Torconi 1	6059	6068	6087	6099	6109
Glaciar Torconi 2	6068	6053	6067	6077	6085
Glaciar Torconi 3	6050	6080	6101	6116	6127
Glaciar Torconi 4	6034	6008	6010	6023	6033
Glaciar Torconi 5	6018	6011	6031	6046	6058
Glaciar Torconi 6	6131	6119	6112	6106	6102
Glaciar Torconi 7	6034	6013	6001	6012	6021
(2) Quebrada intermedia					
TORCONI - CHAQUI-ULLULLO	BR=1	BR=1,5	BR=2	BR=2,5	BR=3
Glaciar ITC	5930	5907	5907	5919	5927
(2) Quebrada CHAQUI-ULLULLO	BR=1	BR=1,5	BR=2	BR=2,5	BR=3
Glaciar Chaqui-Ullullo	6043	6012	6007	6022	6033
(3) ELA AABR 2010	BR=1	BR=1,5	BR=2	BR=2,5	BR=3
Promedio	6041	6030	6036	6047	6055
Desv. Típica	53	60	64	62	61

Figura 2.8. Visualización de la segunda hoja Excel programada (Osmaston, 2005) para el cálculo de ELAs por el método AABR para el año 2010.

2.5.2 Cálculo de paleoELAs AABR LIA y LGM

El cálculo de paleoELAs AABR sigue un desarrollo igual al de las ELAs de fechas recientes. Se opera con los distintos valores de Balance Ratio (BR) sobre los intervalos altitudinales y el área de cada uno de éstos. Las dos hojas Excel programadas propuestas por Osmaston (2005) son igualmente empleadas en este apartado y su funcionamiento y representatividad estadística se ajustan a los resultados precisos que se busca obtener.

La gran diferencia de este apartado con el inmediatamente anterior es la preparación de la información que va a ser analizada. Si en los cálculos de ELAs anteriores se han generado las bandas altitudinales en función de las curvas de nivel extraídas de la capa SHP preexistente, en este caso, al existir grandes superficies cubiertas por hielo, la topografía se ve alterada y es necesario reconstruirla a partir de un nuevo trazado de las curvas de nivel que se ven afectadas en los sectores glaciares.

En el caso de los paleoglaciares LIA, la topografía ha variado escasamente, por lo que las modificaciones que se han realizado son puntuales, únicamente en los sectores en los que el espesor de las lenguas glaciares y su extensión se ha considerado que alteraban la superficie lo suficiente como para ser recogida en las nuevas curvas de nivel.

Sin embargo, en el caso de los paleoglaciares LGM, por su magnitud, su capacidad para modificar la topografía es muy potente y se evidencia sobre la altitud de las cotas por las que descienden. Por este motivo, las curvas de nivel para esta época han sido trazadas de nuevo acorde a las características estimadas de los paleoglaciares.

Para la edición de las nuevas curvas de nivel del área de estudio se ha modificado la topografía previa, en lugar de generar la nueva desde cero (*figura 2.9*). Los pasos para este proceso han sido: 1. Delimitar los paleoglaciares de cada periodo estudiado en función de la topografía y las morrenas; 2. Emplear los polígonos resultantes del paso 1 como elementos de borrado de la herramienta “Erase” sobre la capa de topografía original; 3. Reconstruir las curvas de nivel en los espacios en blanco que ocupaban los paleoglaciares.

Ha habido que tener en cuenta que a medida que la pendiente disminuye por la ladera de estratovolcán subyacente, las curvas de nivel debían estar más separadas e irse curvando ligeramente hacia el frente de avance debido a la forma cóncava de la superficie del glaciar. Que esta curvatura esté más o menos pronunciada se debe a la profundidad del valle que ocupaba el paleoglaciar, ya que cuanto más profundo sea, mayor es el volumen de hielo que albergaba.



Figura 2.9. Pasos del proceso de reconstrucción de la paleotopografía LGM.

Una vez se ha reconstruido la paleotopografía, se ha procedido a la división en bandas altitudinales de los paleoglaciares y se han introducido en la tabla de atributos los valores de los campos de límite superior e inferior de cada intervalo altitudinal, la altitud media de cada uno de ellos y su área en metros cuadrados.

La variación que experimenta la topografía, si se compara la actual con la reconstruida en los Modelos Digitales del Terreno (MDTs) de cada fecha, es evidente. Se refleja la ocupación de los valles y cómo su topografía alcanza los valores altitudinales que se presupone que alcanzaron las cotas superiores de las lenguas glaciares.

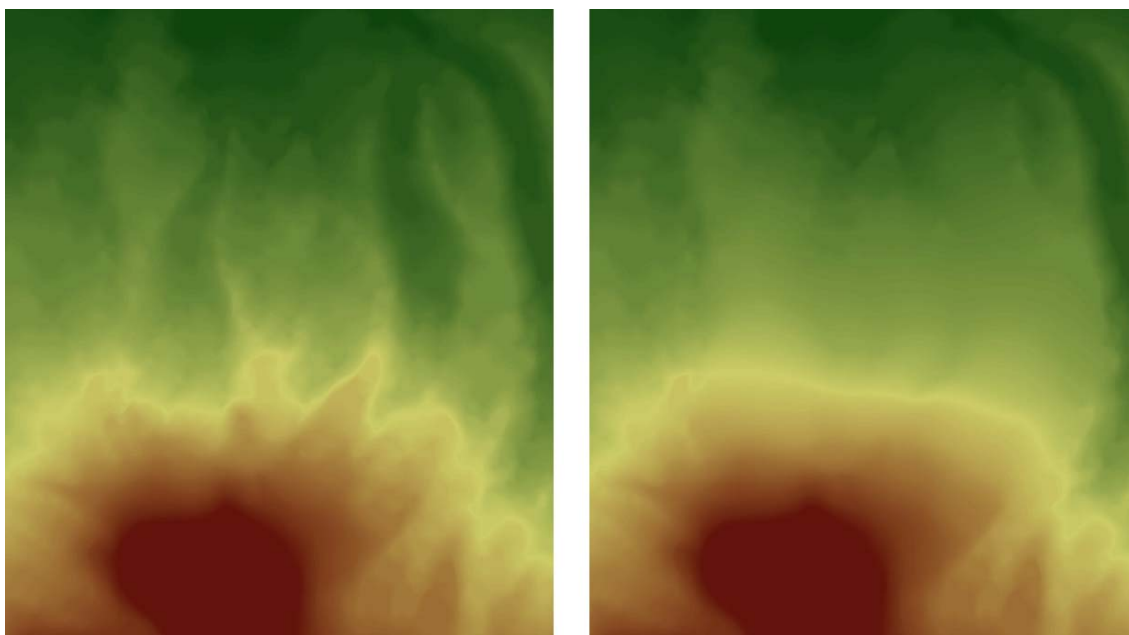


Figura 2.10. A la izquierda el MDT generado a partir de las curvas de nivel originales de 1955. A la derecha el MDT reconstruido para LGM. Se aprecia como el relieve de las cabeceras queda difuminado por estar cubierto de hielo y cómo los valles se “rellenan”.

2.6 ELAs y zonas de acumulación y ablación

La ELA estimada para cada fecha, que responde a la menor desviación típica de los resultados de los distintos valores de BR para el conjunto de glaciares de la zona de estudio, es el valor altitudinal estadísticamente más probable, ya que un conjunto homogéneo de glaciares tiende a reaccionar de forma similar ante las variaciones climáticas que experimenta su entorno. Es por ello que las ELAs de los distintos glaciares suelen ser muy similares, experimentando únicamente pequeñas variaciones en función de factores locales individuales (topografía o pendiente, principalmente). Es por esto que la desviación típica ofrece una mayor exactitud que otros procesos estadísticos como la media (Osmaston, 2005).

2.6.1 Representación y tratamiento de la ELA

En ArcGIS es posible representar de forma precisa el valor de la ELA obtenido en las hojas Excel programadas. De esta manera se puede tener una representación gráfica que facilita el análisis y la interpretación. Además, al generarse una capa SHP en ArcGIS, se establece la posibilidad de operar con la ELA y generar una serie de informaciones complementaria derivadas directamente de este valor.

Para representar la ELA en el SIG de Esri hay que generar un MDT (Modelo Digital del Terreno) a partir de las curvas de nivel. Los pasos a seguir en todo este proceso se suceden de la siguiente manera: 1. Generar un TIN a partir del SHP de curvas de nivel con la herramienta “Create TIN” del módulo “3D Analyst Tools”; 2. Convertir el TIN a MDT, de *cellsize 1* (en este caso), con “TIN to Raster”, del mismo módulo de herramientas; 3. Individualizar la cota de la ELA con “Contour list” del conjunto de herramientas “Spatial Analyst Tools”; 4. Recortar con “Clip” la línea altitudinal del valor de la ELA en función de los glaciares de la fecha correspondiente.

Se ha realizado este proceso para las seis fechas analizadas, obteniendo la representación de otras tantas ELAs. De esta manera ya se pueden realizar operaciones de geoprocésamiento entre la ELA y los glaciares.

2.6.2 Zonas de acumulación y ablación

El valor de la ELA responde a la zona límite entre acumulación y ablación glaciar. Por ello es necesario emplear este valor como elemento delimitador entre las dos zonas.

Las operaciones para la división de estos dos espacios en los glaciares de la zona de estudio se puede hacer de forma rápida y precisa, facilitando posteriormente la medición de la superficie de cada una de las zonas para su estudio: 1. Duplicar la capa de glaciares; 2. Iniciar sesión de edición sobre la capa de glaciares recién copiada y abrir la barra de herramientas de "Topology"; 3. Seleccionar la línea de la ELA y ejecutar la herramienta "Split Polygons" de "Topology".

Una vez realizada la división, se ha recalculado la superficie de cada una de las dos nuevas áreas generadas en cada glaciar. Esto se ha realizado para los glaciares de las seis fechas estudiadas.

CAPÍTULO 3. RESULTADOS

Conocer las dinámicas y el comportamiento de los glaciares del Nevado Coropuna es de gran interés para poder establecer hipótesis sobre la desaparición o persistencia de las masas de hielo o para poder establecer la magnitud potencial de fenómenos de riesgo para las poblaciones de las inmediaciones del conjunto volcánico.

En este tercer capítulo se presentan los resultados derivados del análisis y tratamiento de los valores de las variables estudiadas a través de los procesos descritos en los capítulos anteriores.

3.1 Cartografía de morrenas

Las morrenas, como evidencias de la ubicación de las lenguas glaciares en el pasado, delimitan las distintas etapas de avance glaciar. En muchos casos aparecen cortadas, desmanteladas por cauces fluviales, torrentes, erosión o desaparecidas por completo. En los casos que se conservan parcialmente en el Nevado Coropuna, debido a la escasa precipitación y escorrentía violenta y a las bajas temperaturas que favorecen la no proliferación de procesos erosivos mecánicos, son un elemento indispensable para la reconstrucción de la evolución de los glaciares.

En el cuadrante NW (área de estudio) se han podido identificar dos fases o épocas glaciares muy diferenciadas, las correspondientes al LGM (Last Glacial Maximum) y las LIA (Little Ice Age), y un conjunto de arcos morrénicos sucesivos correspondientes a distintas pulsaciones producidas entre los dos periodos anteriores, las denominadas postLGM (*figura 3.1*). En este grupo de morrenas no se ha hecho distinción en cuanto a la cronología, puesto que están muy diseminadas y presentan poca continuidad en muchos casos, impidiendo la reconstrucción precisa de los glaciares.

Las morrenas LGM, son las que se encuentran en una posición más distal respecto a la cabecera. Son morrenas laterales de grandes dimensiones, desmanteladas en la parte frontal, la que correspondería con la morrena terminal, y que constituyen el límite de los valles ocupados por los paleoglaciares. La necesidad de drenar el agua de fusión, sobre todo, y la escasa precipitación de estos valles es la causa principal de la desaparición de las morrenas que enlazarían las dos morrenas laterales del paleoglaciar. Se extienden entre cotas de 5.100 y 4.650 metros. En cotas superiores han sido erosionadas por los distintos avances y retrocesos de la masa glaciar, haciendo imposible ver su continuidad con claridad.

Las posteriores pulsaciones son las responsables de las morrenas postLGM. Estas morrenas marcan el retroceso paulatino, aunque en última instancia responden a episodios de avance, a lo largo de miles de años y permiten entrever, en algunos casos, la configuración geomorfológica que adoptaron las lenguas glaciares en esas etapas intermedias. Existen arcos morrénicos paralelos a las morrenas LGM, lo que indica un retroceso gradual, homogéneo de toda la masa glaciar, en otros casos se aprecian fenómenos de difluencia debidos a factores que determinaron distintos ritmos de fusión o posiciones más periféricas que dan idea de las dimensiones de las paleolenguas. En el caso de la Quebrada Chaqui-Ullullo, en la zona más septentrional, se puede observar como una de estas morrenas ha favorecido la persistencia de una laguna de origen glaciar en una cubeta de sobreexcavación.

El tercer gran grupo de morrenas cartografiadas ha sido el de las morrenas LIA. Estas formaciones son fácilmente identificables en la fotografía aérea por la alineación clara de bloques de gran tamaño. Son el último gran conjunto de morrenas, correspondiente a la última pulsación glaciar de entidad. Debido a su proximidad en el tiempo se conservan en gran medida y su continuidad espacial hace más sencilla su cartografía. La persistencia tanto de morrenas laterales como terminales permite una reconstrucción de los paleoglaciares muy precisa. Se localizan en cotas que se sitúan a escasa distancia de los frentes glaciares actuales, estando en localizaciones puntuales a poco más de 100 metros. Pueden identificarse entre cotas de 5.800 y 5.400 metros.

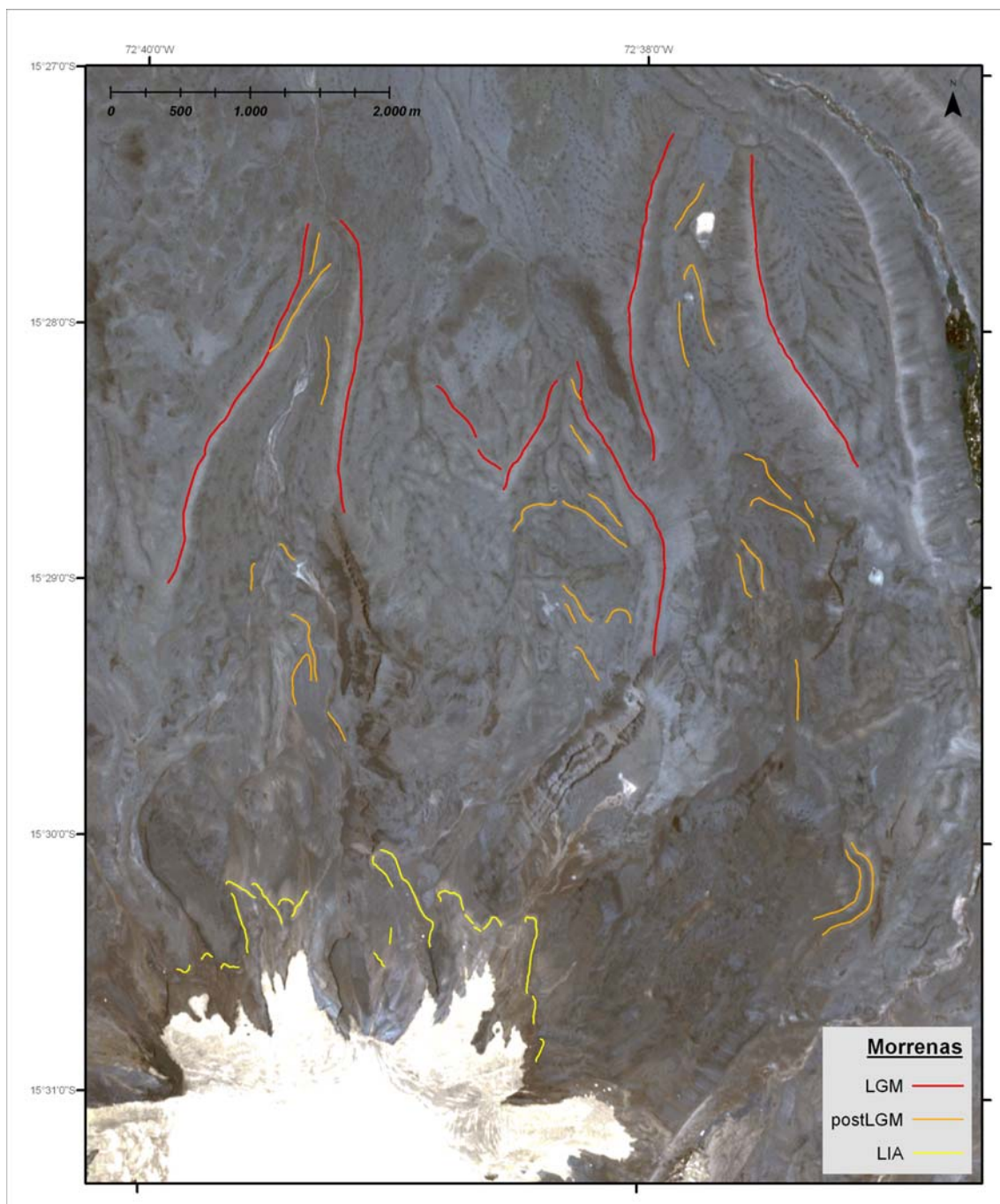


Figura 3.1. Cartografía de las morrenas de la zona de estudio sobre ortofoto (GFAM-GEM 2010) de noviembre de 2010.

3.2 Delimitación de los glaciares

La delimitación de los glaciares se ha realizado para seis fechas diferentes (2010, 2007, 1986, 1955, LIA y LGM). De esta manera se ha tenido una primera aproximación al análisis de retroceso glaciar de forma visual muy clara. La precisión en esta delimitación permite cuantificar la superficie cubierta por hielo en cada época. Hay que tener en cuenta el pequeño error que se obtiene en la medición de superficies tridimensionales sobre un plano. En este caso se ha considerado despreciable por su escasa variación sobre el resultado final a la escala manejada.

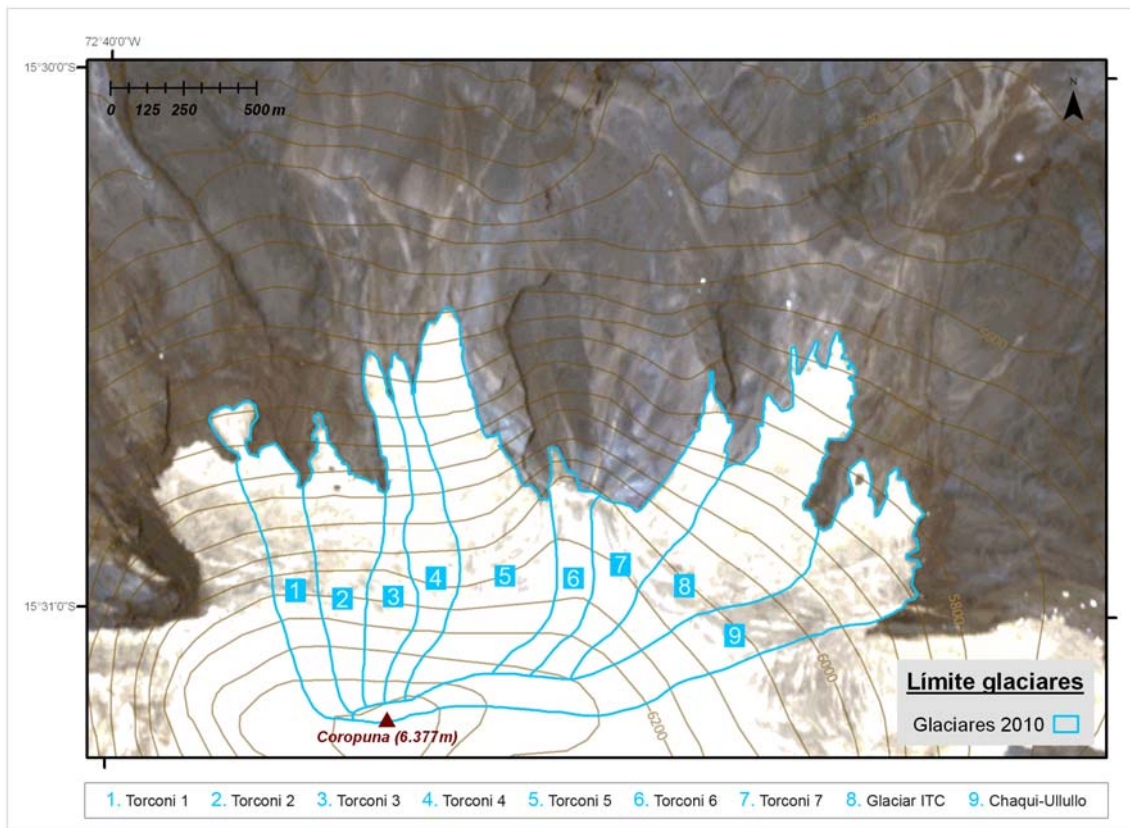


Figura 3.2. Delimitación de los glaciares de 2010 sobre ortofoto (GFAM-GEM 2010) de noviembre de 2010.

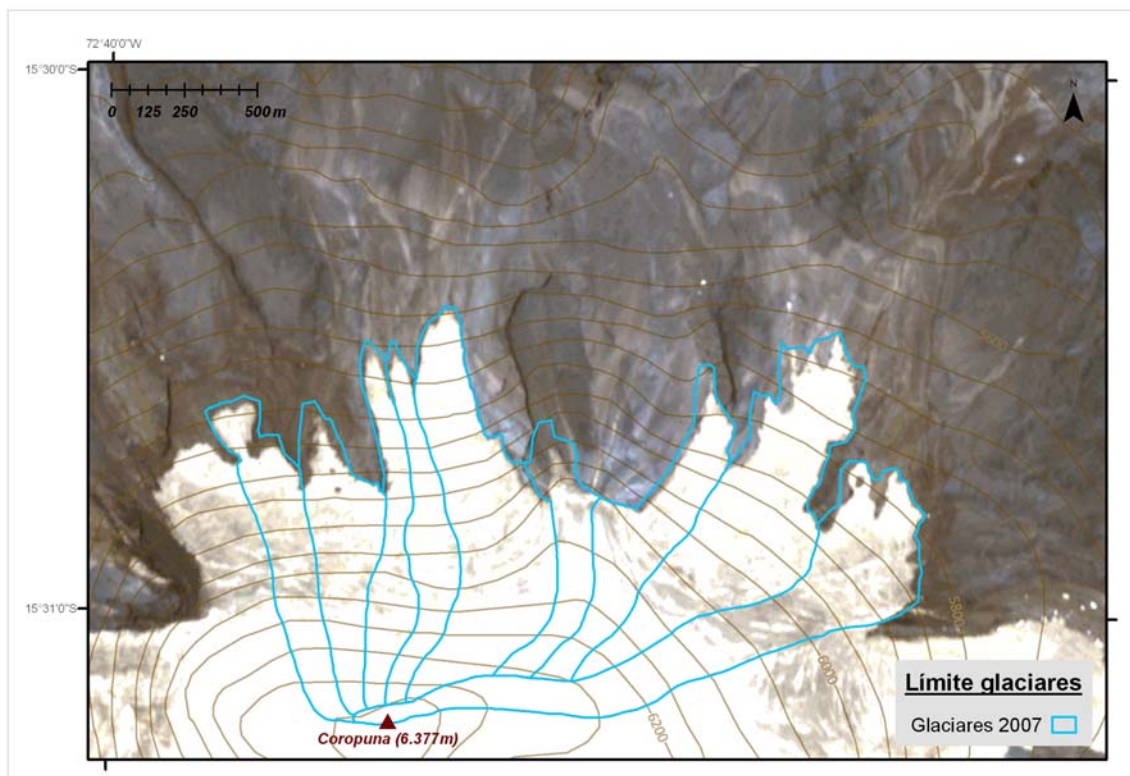


Figura 3.3. Delimitación de los glaciares de 2007 sobre ortofoto (GFAM-GEM 2010) de noviembre de 2010.

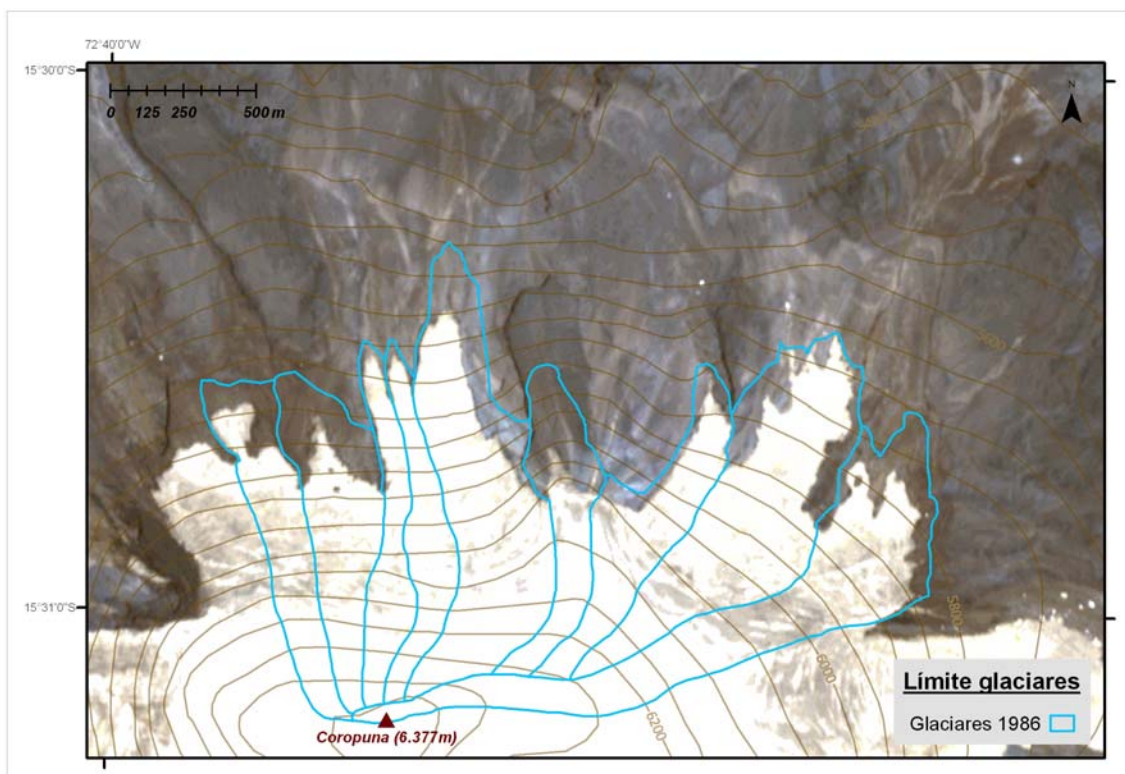


Figura 3.4. Delimitación de los glaciares de 1986 sobre ortofoto (GFAM-GEM 2010) de noviembre de 2010.

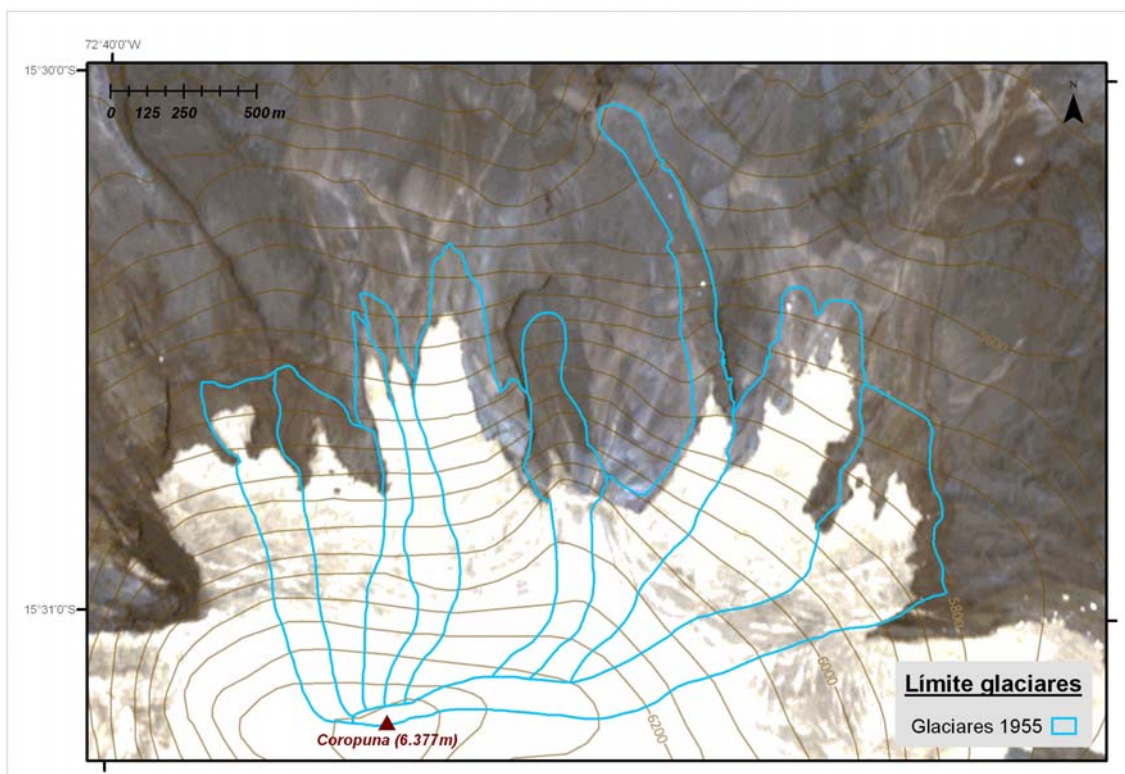


Figura 3.5. Delimitación de los glaciares de 1955 sobre ortofoto (GFAM-GEM 2010) de noviembre de 2010.

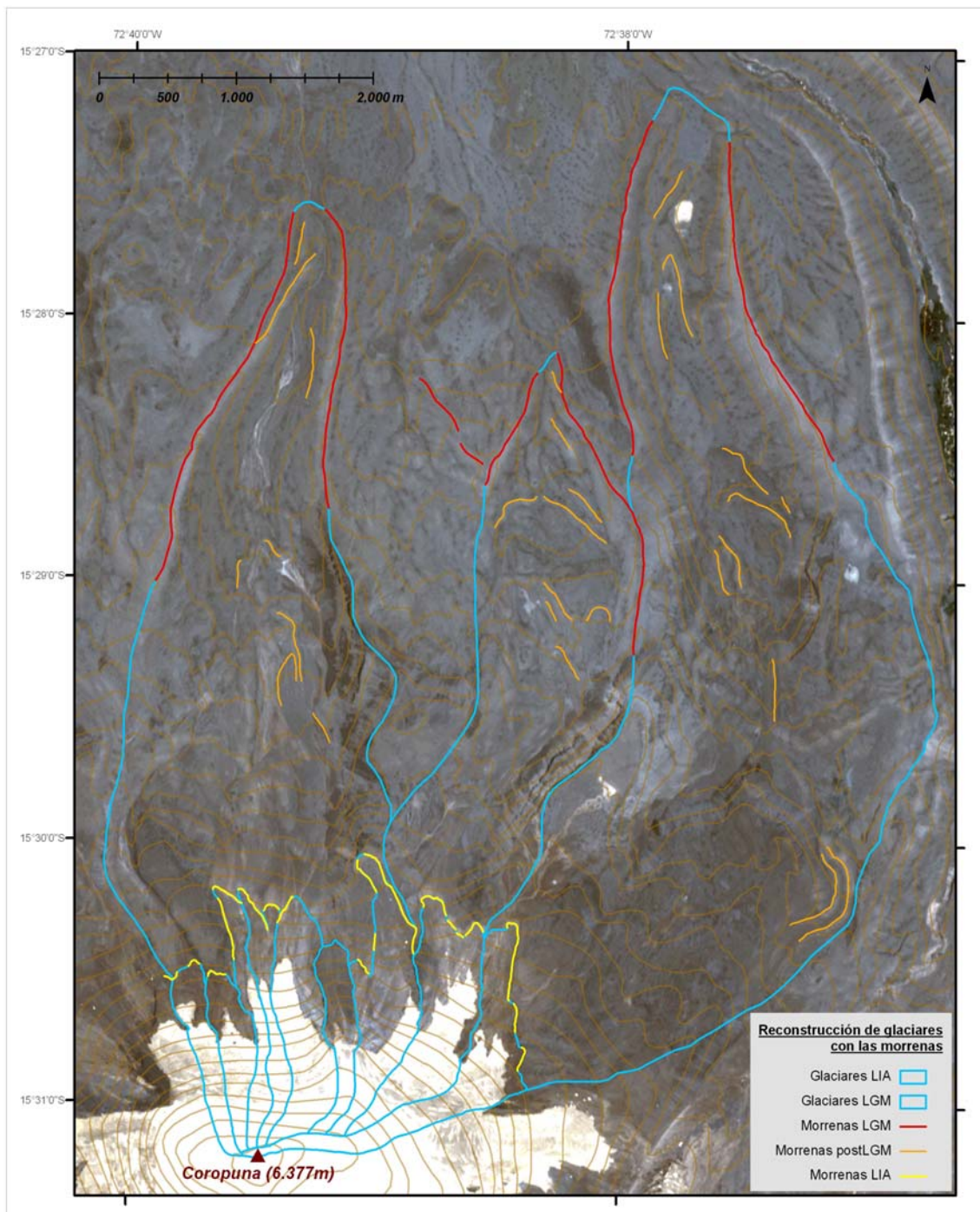


Figura 3.6. Delimitación de los glaciares LIA y LGM en base a las morrenas correspondientes a cada época, sobre ortofoto (GFAM-GEM 2010) de noviembre de 2010.

La evolución de los glaciares se ha secuenciado a través de estas seis fechas. Esto ha permitido observar el ritmo de retroceso de las distintas lenguas glaciares a partir de la cota altitudinal que alcanza el frente de avance de cada una de ellas. Si se estima el punto más bajo, altitudinalmente, de cada glaciar y se hace la media de estos puntos para los nueve glaciares en cada fecha, se puede observar la siguiente serie numérica de cota media del frente glaciar del área de estudio: ~4700m para LGM; ~5530m para LIA; ~5640m en 1955; ~5700m en 1986; ~5740m en 2007 y ~5750m en 2010.

La delimitación de los glaciares en ArcGIS permite cuantificar la superficie de cada uno de ellos y del conjunto para cada fecha analizada. En la siguiente tabla se han recogido todos estos valores y se ha trabajado sobre ellos para establecer valores que cuantifiquen el retroceso, tanto en términos absolutos como relativos (%).

En la parte principal de la tabla inferior se han tabulado los valores mencionados. El hecho de que para el LGM aparezcan todos los glaciares de la Quebrada Torconi agrupados se debe a la metodología empleada para delimitar este flujo glaciar.

En una primera aproximación a los resultados se han podido apreciar una serie de cuestiones que se relacionan directamente con el retroceso de los glaciares y la velocidad y tendencia. Si obviamos, de momento, los valores de LGM, por estar mucho más distantes en el tiempo y producir cierta distorsión en un análisis temporal de la zona de estudio por la magnitud de sus valores, vemos como la reducción de superficie entre LIA y 1955 es menor en proporción al tiempo transcurrido que de 1955 a 2010. Es decir, si contabilizamos desde el punto medio del LIA (año ~1600), se observa que en algo más de 300 años la superficie se redujo de 3,542 a 2,631 km², o lo que es lo mismo, 0,911 km². Sin embargo desde 1955 a 2010, la reducción de superficie cubierta por hielo se ha reducido hasta los 1,875 km², lo que supone 0,756 km². Por tanto, se ha experimentado en la zona de estudio una reducción de superficie poco mayor en 300 años que en los siguientes 55, lo que demuestra una aceleración de los procesos de fusión.

Esta aceleración en el retroceso se ha podido apreciar con mayor claridad en el intervalo temporal 2007-2010, viéndose reducida la superficie glaciada, respecto a LGM, del 8% al 7,4% en tan solo tres años. Este importante descenso se refleja también en el segundo recuadro de la tabla, habiéndose reducido en tan solo tres años la superficie cubierta de hielo, en 2010, en un 8% respecto a la superficie de 2007.

Si observaciones cómo la anterior se realizan de manera individualizada para cada uno de los glaciares se puede ver como, en mayor o menor medida debido a condicionantes locales, todas las lenguas experimentan un retroceso constante, acelerado en las últimas fechas analizadas.

Si se introducen en la comparativa los datos de LGM, se aprecia que el descenso de superficie es drástico (*figuras 3.7 y 3.8*). Esto responde a la dinámica y evolución normal y esperada para este espacio debido a la evolución de los modelos climáticos que afectan al Nevado Coropuna y en mayor medida por tratarse de la cara norte del complejo volcánico.

Glaciar	Superficie (km ²)					
	LGM	LIA	1955	1986	2007	2010
Torconi 1	9,061	0,237	0,200	0,198	0,174	0,160
Torconi 2		0,258	0,233	0,231	0,175	0,154
Torconi 3		0,223	0,142	0,129	0,129	0,119
Torconi 4		0,236	0,146	0,130	0,129	0,124
Torconi 5		0,538	0,440	0,423	0,347	0,337
Torconi 6		0,245	0,189	0,163	0,115	0,090
Torconi 7		0,557	0,317	0,207	0,191	0,173
Glaciar ITC	4,391	0,634	0,477	0,427	0,384	0,345
Chaqui-Ullullo	11,922	0,614	0,487	0,452	0,395	0,373
TOTAL	25,374	3,542	2,631	2,360	2,039	1,875
%	100	13,9	10,4	9,3	8,0	7,4

Diferencia fecha a fecha*	-	-21,832	-0,911	-0,271	-0,321	-0,164
%	-	86,0	25,7	10,3	13,6	8,0

* Diferencia entre la superficie de una fecha con la inmediatamente anterior.

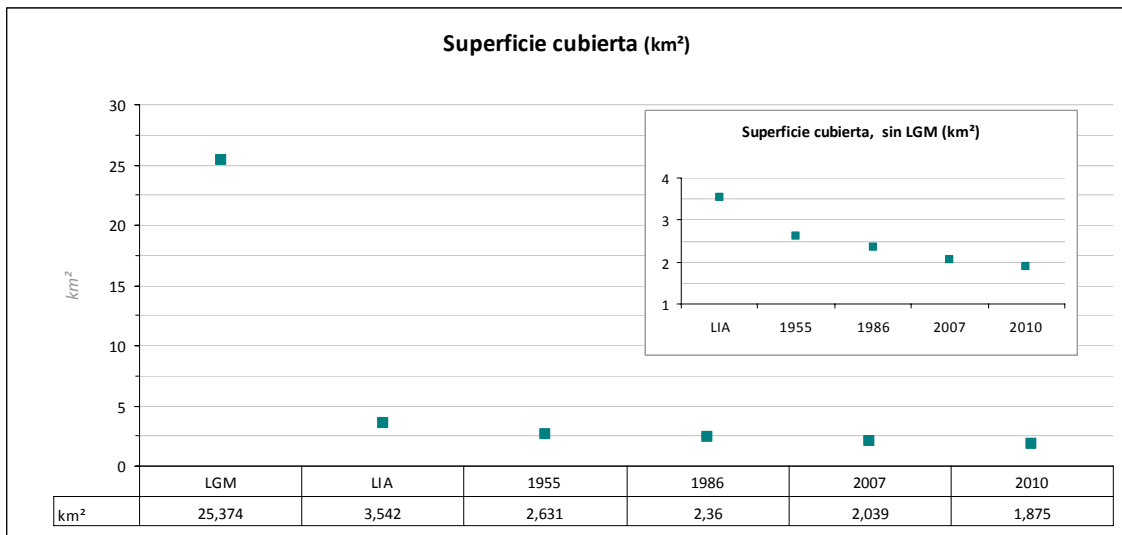


Figura 3.7. Evolución de la superficie cubierta por hielo en el área de estudio.

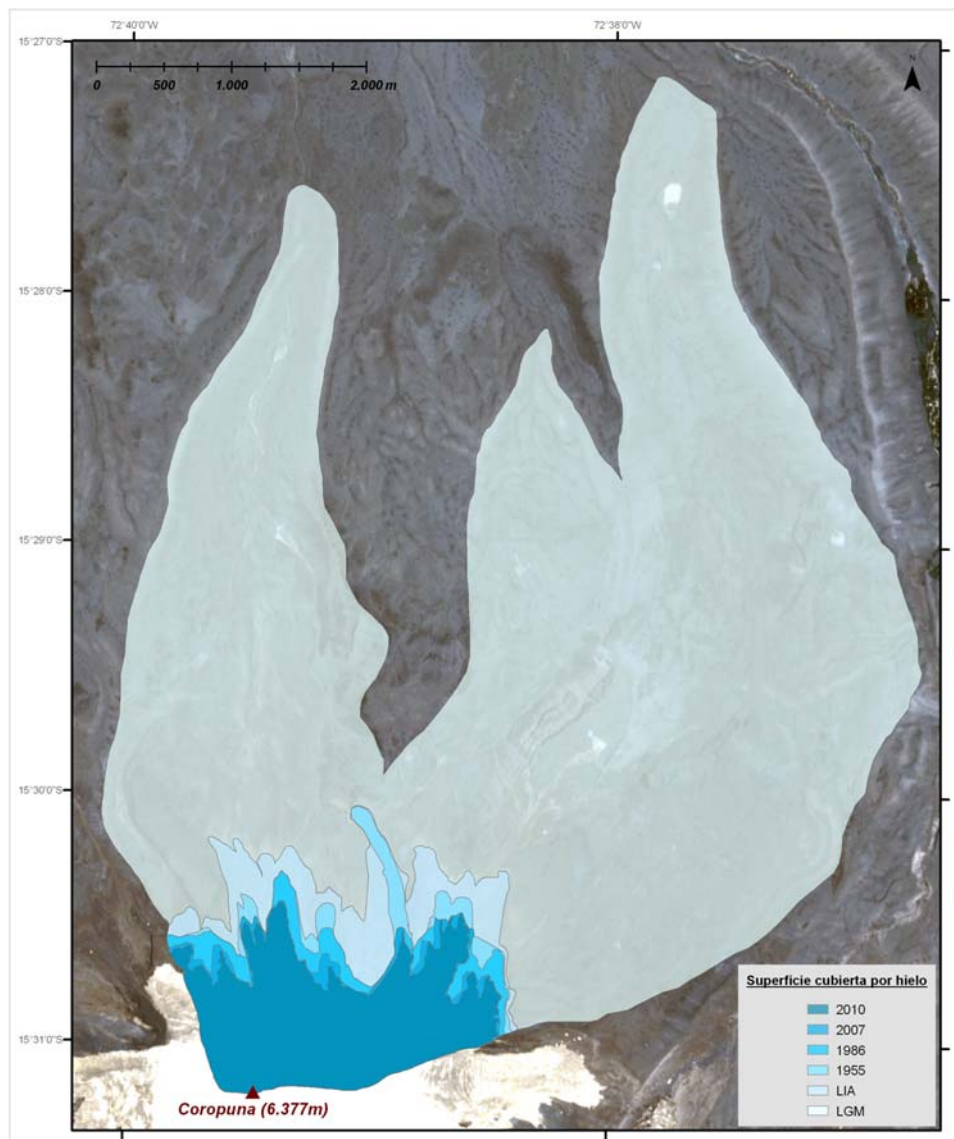


Figura 3.8. Superficie del área de estudio cubierta por hielo en las distintas fechas analizadas, sobre fotografía aérea de noviembre de 2010.

3.3 ELAs AABR

El estudio del retroceso de las ELAs puede ser empleado para establecer modelos de cambio climático (Benn et al., 2005). La variación altitudinal de este valor indica con claridad el retroceso de las masas de hielo y el ascenso paulatino del terminus de los glaciares por la ladera del estratovolcán.

Como se describió en el apartado de ELAs del Capítulo II, para su cálculo ha sido necesaria la división de las lenguas glaciares en bandas altitudinales y conocer para cada una de estas franjas de hielo sus límites altitudinales superior e inferior y su superficie en metros cuadrados. Con estos datos, en la hoja Excel programada de Osmaston (2005) se ha procedido al cálculo de los valores de la ELA para cada caso y se han tabulado los resultados para el la zona de estudio en cada fecha analizada.

Estas tablas de resultados recogen el valor de la ELA para cada glaciar del sistema observado y para cada valor de BR. Se subdivide además por conjuntos de glaciares de cada quebrada, quedando como resultado tres grandes grupos de valores y un apartado final a modo de resumen. En este último apartado de cada tabla, se recoge el valor medio de la ELA para cada valor de BR del conjunto total de glaciares y su valor de desviación típica. Con este último valor se establece que ELA media es la más probable estadísticamente para el conjunto de los resultados implementados en cada tabla.

Las seis tablas que se muestran a continuación siguen el mismo patrón de organización y presentación de los datos y resultados, a excepción de la correspondiente a los valores del LGM, ya que según la metodología empleada en su delimitación solamente se han individualizado tres grandes glaciares.

A su vez, en cada tabla se podría haber identificado la ELA más probable para el conjunto de glaciares de cada quebrada. Sin embargo, esta operación no se ha realizado por existir una descompensación en el número de glaciares por quebrada, que otorgaría una alta fidelidad estadística en el caso de la Quebrada Torconi, en contraste con una interpretación más subjetiva, necesaria en el caso de las otras dos quebradas, que cuentan con un solo glaciar cada una. Por tanto, se ha optado por el cálculo de la ELA para el conjunto de glaciares que es el valor más indicado para el estudio que en este trabajo se desarrolla.

ELA AABR 2010. CUADRANTE NW NEVADO COROPUNA					
Quebrada TORCONI	BR=1	BR=1,5	BR=2	BR=2,5	BR=3
Glaciar Torconi 1	6059	6068	6087	6099	6109
Glaciar Torconi 2	6068	6053	6067	6077	6085
Glaciar Torconi 3	6050	6080	6101	6116	6127
Glaciar Torconi 4	6034	6008	6010	6023	6033
Glaciar Torconi 5	6018	6011	6031	6046	6058
Glaciar Torconi 6	6131	6119	6112	6106	6102
Glaciar Torconi 7	6034	6013	6001	6012	6021
Quebrada intermedia					
TORCONI - CHAQUI-ULLULLO	BR=1	BR=1,5	BR=2	BR=2,5	BR=3
Glaciar ITC	5930	5907	5907	5919	5927
Quebrada CHAQUI-ULLULLO	BR=1	BR=1,5	BR=2	BR=2,5	BR=3
Glaciar Chaqui-Ullullo	6043	6012	6007	6022	6033
ELA AABR 2010	BR=1	BR=1,5	BR=2	BR=2,5	BR=3
Promedio	6041	6030	6036	6047	6055
Desv. Típica	53	60	64	62	61

Figura 3.9. Tabla resumen del cálculo de la ELA AABR para 2010.

ELA AABR 2007. CUADRANTE NW NEVADO COROPUNA					
Quebrada TORCONI	BR=1	BR=1,5	BR=2	BR=2,5	BR=3
Glaciar Torconi 1	6040	6010	6008	6022	6033
Glaciar Torconi 2	6043	6018	6002	6009	6017
Glaciar Torconi 3	6029	6003	6026	6043	6055
Glaciar Torconi 4	6023	6004	6023	6036	6047
Glaciar Torconi 5	6012	6016	6037	6051	6063
Glaciar Torconi 6	6098	6083	6072	6064	6057
Glaciar Torconi 7	6012	6009	6024	6035	6042
Quebrada intermedia					
TORCONI - CHAQUI-ULLULLO	BR=1	BR=1,5	BR=2	BR=2,5	BR=3
Glaciar ITC	5912	5910	5926	5937	5945
Quebrada CHAQUI-ULLULLO	BR=1	BR=1,5	BR=2	BR=2,5	BR=3
Glaciar Chaqui-Ullullo	6031	6000	6020	6034	6045
ELA AABR 2007	BR=1	BR=1,5	BR=2	BR=2,5	BR=3
Promedio	6022	6006	6015	6026	6034
Desv. Típica	49	44	39	37	36

Figura 3.10. Tabla resumen del cálculo de la ELA AABR para 2007.

ELA AABR 1986. CUADRANTE NW NEVADO COROPUNA					
Quebrada TORCONI	BR=1	BR=1,5	BR=2	BR=2,5	BR=3
Glaciar Torconi 1	6010	6020	6039	6053	6063
Glaciar Torconi 2	5990	5964	5952	5964	5973
Glaciar Torconi 3	6029	6003	6026	6043	6055
Glaciar Torconi 4	6021	6006	6025	6039	6049
Glaciar Torconi 5	5960	5973	5996	6013	6025
Glaciar Torconi 6	6044	6023	6008	6002	6011
Glaciar Torconi 7	6010	6012	6028	6039	6047
Quebrada intermedia					
TORCONI - CHAQUI-ULLULLO	BR=1	BR=1,5	BR=2	BR=2,5	BR=3
Glaciar ITC	5900	5921	5936	5946	5953
Quebrada CHAQUI-ULLULLO	BR=1	BR=1,5	BR=2	BR=2,5	BR=3
Glaciar Chaqui-Ullullo	5997	5964	5957	5972	5984
ELA AABR 1986	BR=1	BR=1,5	BR=2	BR=2,5	BR=3
Promedio	5996	5987	5996	6008	6018
Desv. Típica	43	34	38	39	40

Figura 3.11. Tabla resumen del cálculo de la ELA AABR para 1986.

ELA AABR 1955. CUADRANTE NW NEVADO COROPUNA					
Quebrada TORCONI	BR=1	BR=1,5	BR=2	BR=2,5	BR=3
Glaciar Torconi 1	6007	6022	6042	6055	6065
Glaciar Torconi 2	5988	5962	5955	5967	5976
Glaciar Torconi 3	6003	6030	6053	6070	6082
Glaciar Torconi 4	5981	5951	5975	5992	6005
Glaciar Torconi 5	5954	5979	6002	6018	6030
Glaciar Torconi 6	6003	6022	6039	6052	6061
Glaciar Torconi 7	5859	5882	5911	5931	5947
Quebrada intermedia					
TORCONI - CHAQUI-ULLULLO	BR=1	BR=1,5	BR=2	BR=2,5	BR=3
Glaciar ITC	5875	5850	5866	5878	5887
Quebrada CHAQUI-ULLULLO	BR=1	BR=1,5	BR=2	BR=2,5	BR=3
Glaciar Chaqui-Ullullo	5979	5953	5975	5990	6001
ELA AABR 1955	BR=1	BR=1,5	BR=2	BR=2,5	BR=3
Promedio	5961	5961	5980	5995	6006
Desv. Típica	56	63	63	63	63

Figura 3.12. Tabla resumen del cálculo de la ELA AABR para 1955.

ELA AABR LIA (Little Ice Age). CUADRANTE NW NEVADO COROPUNA					
Quebrada TORCONI	BR=1	BR=1,5	BR=2	BR=2,5	BR=3
Glaciar Torconi 1	5967	5965	5985	6000	6010
Glaciar Torconi 2	5971	5955	5972	5984	5993
Glaciar Torconi 3	5865	5878	5905	5925	5939
Glaciar Torconi 4	5841	5802	5831	5851	5866
Glaciar Torconi 5	5900	5938	5963	5981	5994
Glaciar Torconi 6	5948	5917	5904	5919	5931
Glaciar Torconi 7	5817	5816	5838	5854	5866
Quebrada intermedia					
TORCONI - CHAQUI-ULLULLO	BR=1	BR=1,5	BR=2	BR=2,5	BR=3
Glaciar ITC	5814	5813	5832	5844	5854
Quebrada CHAQUI-ULLULLO	BR=1	BR=1,5	BR=2	BR=2,5	BR=3
Glaciar Chaqui-Ullullo	5911	5924	5946	5962	5973
ELA AABR LIA	BR=1	BR=1,5	BR=2	BR=2,5	BR=3
Promedio	5893	5890	5908	5924	5936
Desv. Típica	62	65	62	62	61

Figura 3.13. Tabla resumen del cálculo de la ELA AABR para LIA.

ELA AABR LGM (Last Glacial Maximun). CUADRANTE NW NEVADO COROPUNA					
Quebrada TORCONI	BR=1	BR=1,5	BR=2	BR=2,5	BR=3
Glaciar Torconi	5355	5404	5442	5468	5487
Quebrada intermedia					
TORCONI - CHAQUI-ULLULLO	BR=1	BR=1,5	BR=2	BR=2,5	BR=3
Glaciar ITC	5220	5227	5256	5276	5291
Quebrada CHAQUI-ULLULLO	BR=1	BR=1,5	BR=2	BR=2,5	BR=3
Glaciar Chaqui-Ullullo	5162	5186	5217	5238	5254
ELA AABR LGM	BR=1	BR=1,5	BR=2	BR=2,5	BR=3
Promedio	5246	5272	5305	5327	5344
Desv. Típica	99	116	120	123	125

Figura 3.14. Tabla resumen del cálculo de la ELA AABR para LGM.

El valor de BR (Balance Ratio) relaciona la variación altitudinal de las zonas de acumulación y ablación a lo largo del perfil longitudinal del glaciar mediante la ecuación de Furbish y Andrews (1984). La variación en el valor de BR está relacionada con la variación de los tamaños relativos de las zonas por encima y debajo de la ELA (Benn et al., 2005).

$$BR = b_c / b_a$$

Donde “b_c” es el gradiente altitudinal de la zona de acumulación y “b_a” es el gradiente altitudinal de la zona de ablación.

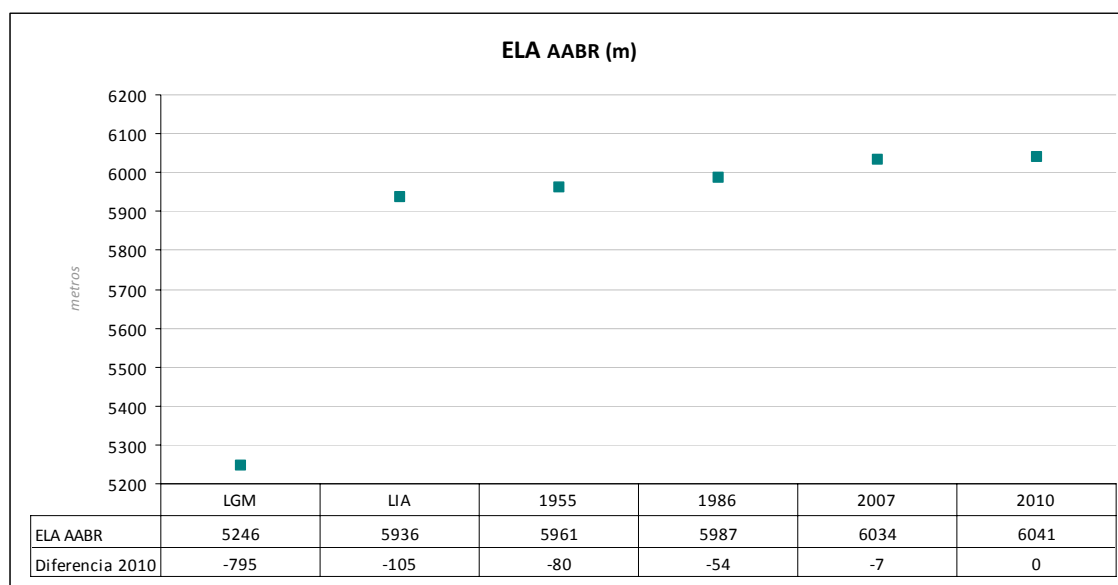


Figura 3.15. Evolución de la altitud de la ELA AABR en la zona de estudio.

La disminución del área cubierta por los glaciares en el sector NW del Nevado Coropuna, es decir, su retroceso, viene marcado por el retroceso de la ELA (figura 3.15). En este caso la ELA calculada por el método AABR es una ELA geomorfológica (ELAg), que se establece a partir de los parámetros derivados del relieve y la topografía, como altitud y superficie. Esta ELA reacciona a los condicionantes climáticos de precipitación, humedad y temperatura de forma

más lenta que la ELA climática (ELAc), que presenta una respuesta más inmediata a estas variaciones ambientales.

Si se diferencian intervalos temporales, se ha observado un aumento aproximado del valor de la ELA, entre LGM (estableciendo la fecha media de este periodo en 22 ka) y LIA (estableciendo 1600 como año medio de este periodo), de 0,3 metros cada 10 años. Entre LIA y 1955 de 0,7 m cada 10 años. Entre 1955 y 2007 se experimenta una aceleración en la velocidad de retroceso con valores entorno a 14 metros cada década. Y si establecemos una tendencia para 10 años basada en el intervalo 2007-2010, se ha obtenido un valor de aumento de la altitud de la ELA de aproximadamente 23 metros. Estos datos son equivalentes a los observados en los km² cubiertos por hielo, lo que confirma la tendencia a un rápido deshielo.

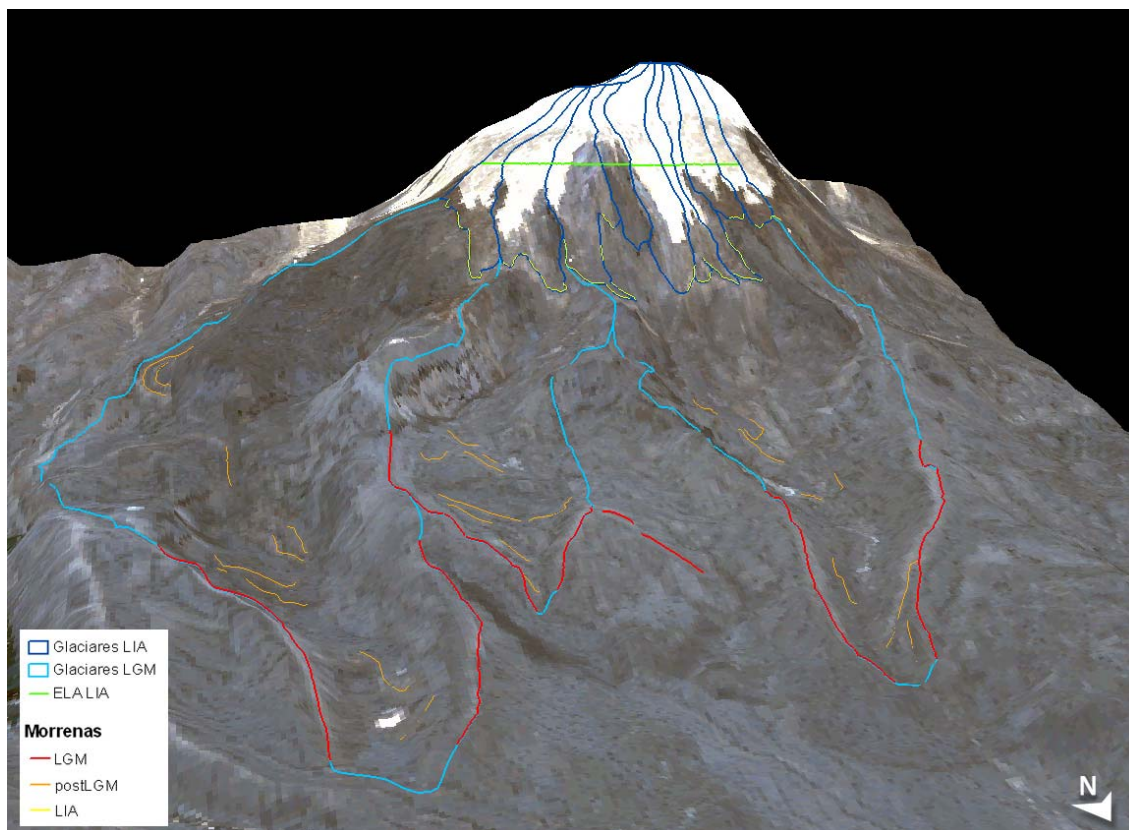


Figura 3.16. Recreación en 3D de la zona de estudio, con la representación de algunos de los elementos analizados, sobre fotografía aérea de noviembre de 2010, en ArcScene. Se pueden apreciar elementos como la pendiente de los glaciares, la longitud que alcanzan en distintas fechas, la profundidad de los valles que denota la magnitud del espesor de los paleoglaciares o las distintas fases de avance glaciar mediante la posición de las morrenas.

3.4 Zonas de acumulación y ablación

Los aparatos glaciares se pueden dividir en dos grandes zonas en función del balance de masa. Las dos zonas están divididas por la ELA (a modo de altitud que diferencia una de otra) y se denominan “zona de acumulación” a la que se localiza entre la ELA y la cota superior del glaciar y “zona de ablación” a la que queda enmarcada entre la ELA y el frente del glaciar. Como su propio nombre indica, en la zona de acumulación predominan los procesos de engrosamiento y compactación del hielo, mientras que en la de ablación predominan los procesos inversos, de reducción (fusión y sublimación).

La ELA se puede emplear para conocer el comportamiento y estado futuro de los glaciares. Si en un momento dado, el valor de la ELA supera la altitud de la cota máxima del glaciar, éste pierde por completo su zona de acumulación por lo que toda su superficie queda como zona de ablación y se convierte en un glaciar condenado a la desaparición (*ver apartado 3.5*). La persistencia de este glaciar estará en ese momento sujeta a lo que tardan las condiciones

ambientales de su entorno en fundirlo por completo. Es por estos motivos por los que resulta interesante analizar los glaciares desde este punto de vista.

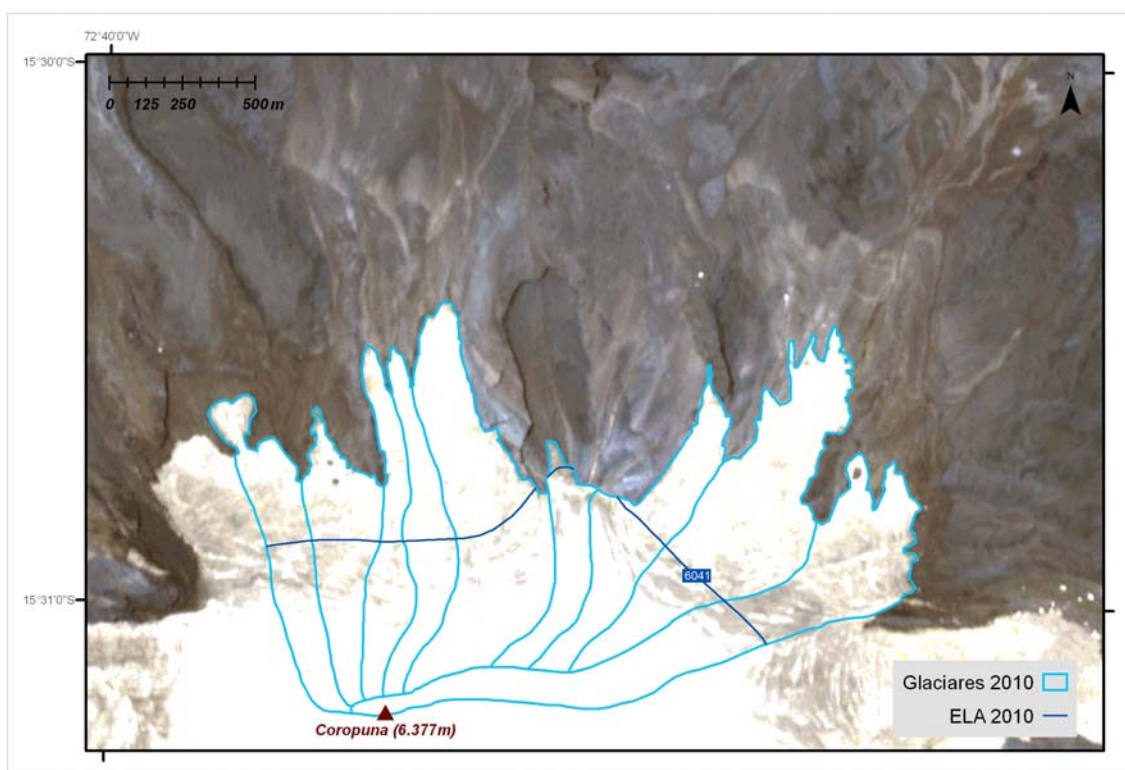
Como se explicó en el capítulo de metodología, con ArcGIS se puede representar la ELA y emplearla como elemento divisor del conjunto glaciar en cada fecha. De esta manera el cálculo de superficies con el software SIG es muy rápido y preciso.

Como se puede observar a lo largo de la sucesión de imágenes inferiores, el retroceso de la ELA hace que la superficie de acumulación disminuya paulatinamente a lo largo de las fechas analizadas. En el conjunto de glaciares estudiados, no se da el caso de que alguno de ellos haya alcanzado la situación de quedarse sin zona de acumulación por lo que su desaparición (puesto que es a lo que tienden según las dinámicas observadas) no es inminente, aunque en función de los datos parezca el destino final de este conjunto glaciar.

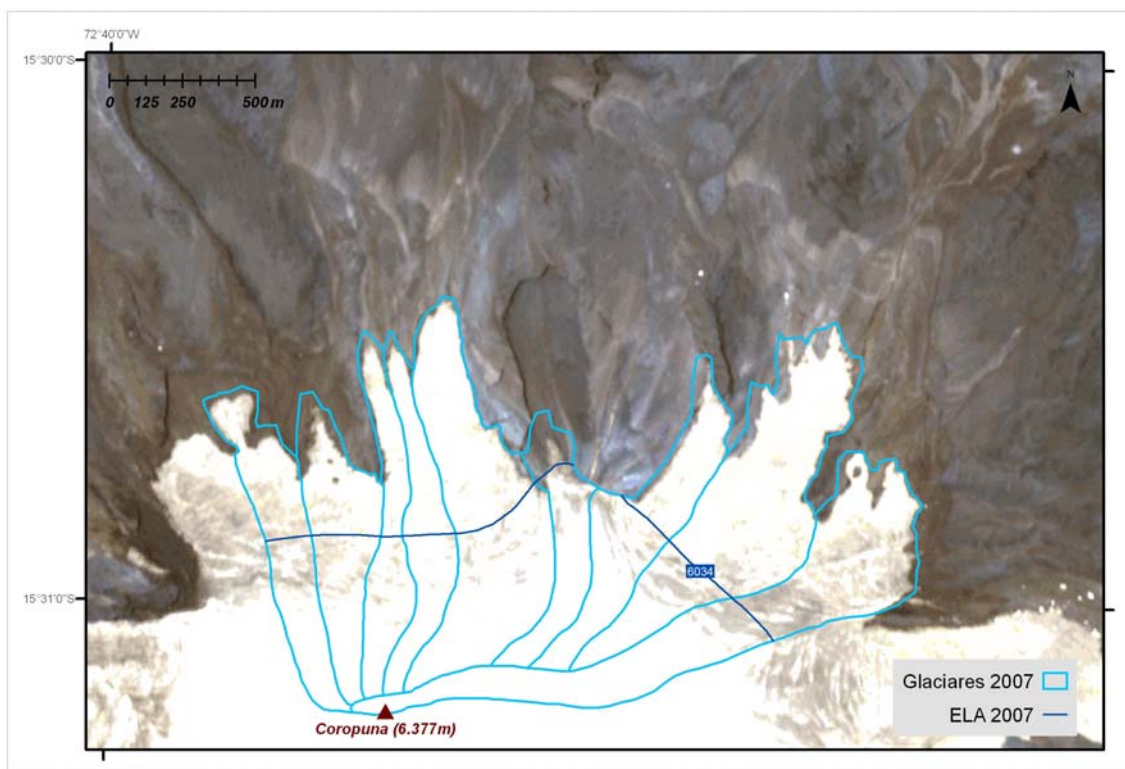
Como se comentó en el Capítulo I, uno de los intereses de este trabajo era el de generar información que pudiera ser de utilidad para el estudio del cambio climático. Mediante la aplicación de la ecuación empleada por Úbeda (2011), ha sido posible calcular el aumento de las temperaturas en la zona de estudio. Para ello se ha asumido que el causante del retroceso de las masas de hielo es el aumento de las temperaturas, lo que implica obviar factores más locales como la topografía.

$$\downarrow T = GTV \cdot \downarrow ELA$$

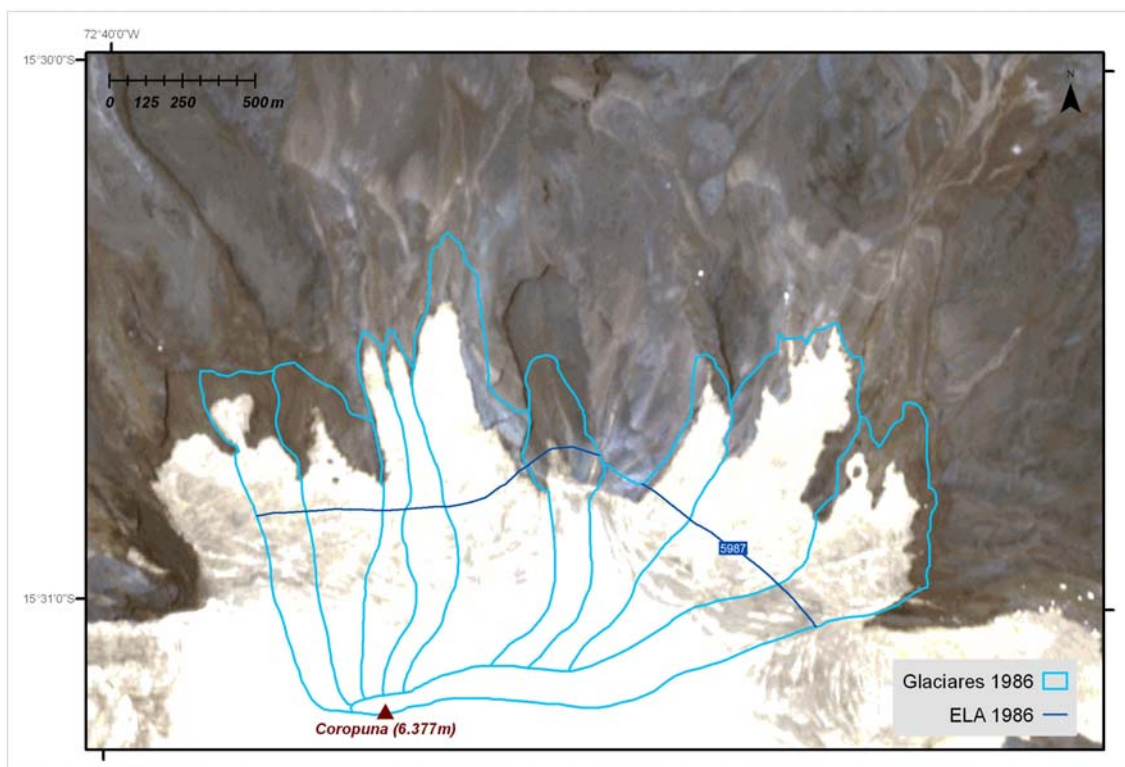
Donde “ $\downarrow T$ ” es la disminución de la temperatura, “GTV” es el gradiente térmico vertical y “ $\downarrow ELA$ ” es la diferencia de la ELA entre dos fechas. Si tomamos como ejemplo el intervalo LIA-2010, tenemos que la diferencia entre el valor de las ELAs de estas dos fechas es de 105 metros. El GTV empleado ha sido $0,0084^{\circ}\text{C}/\text{m}$, ya que Úbeda (2011) estimó este gradiente en base a una serie de datos obtenidos en puntos de control en el cuadrante NE del Coropuna. Por tanto, si aplicamos la fórmula tendremos un incremento de las temperaturas en la zona de estudio desde la Pequeña Edad del Hielo (LIA) hasta el año 2010 de $0,88^{\circ}\text{C}$. Se ha tomado siempre como referencia el año 2010 y se han obtenido unos valores de temperatura desde cada fecha de: 2007, $-0,05^{\circ}\text{C}$; 1986, $-0,45^{\circ}\text{C}$; 1955, $-0,67^{\circ}\text{C}$; LIA, $-0,88^{\circ}\text{C}$ y LGM, $-6,67^{\circ}\text{C}$.



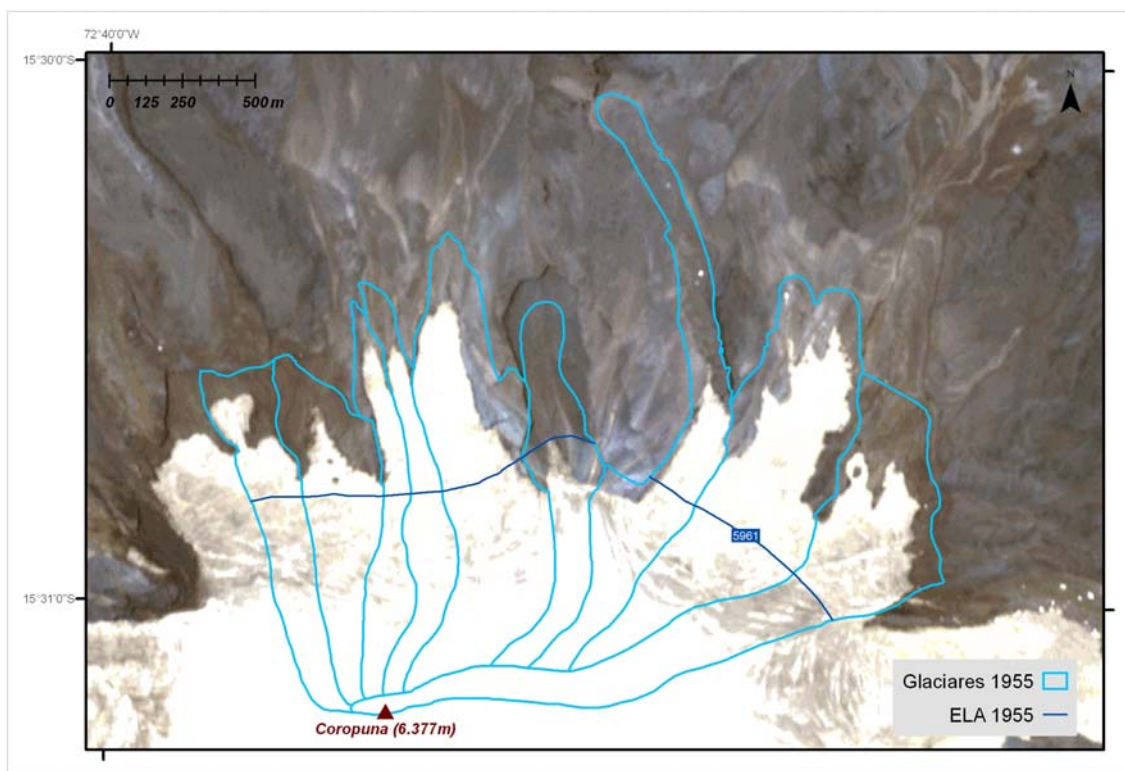
3.17. Altitud de la ELA AABR para 2010, sobre fotografía aérea de noviembre de 2010.



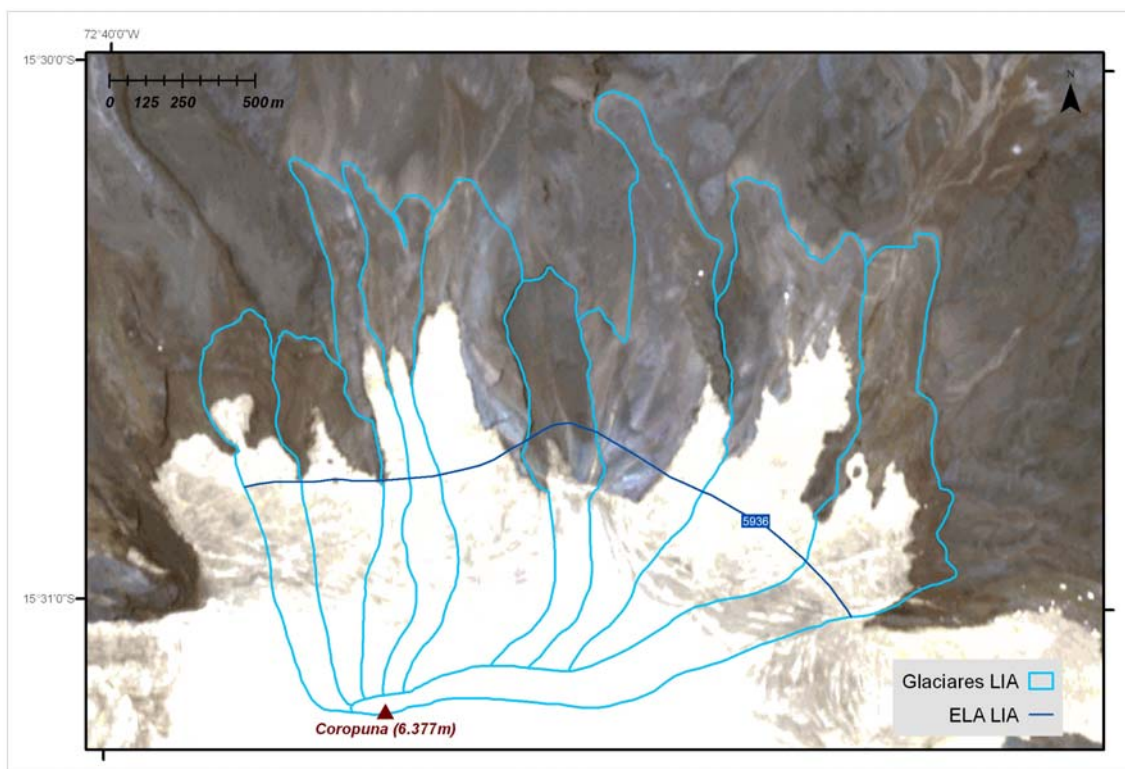
3.18. Altitud de la ELA ABR para 2007, sobre fotografía aérea de noviembre de 2010.



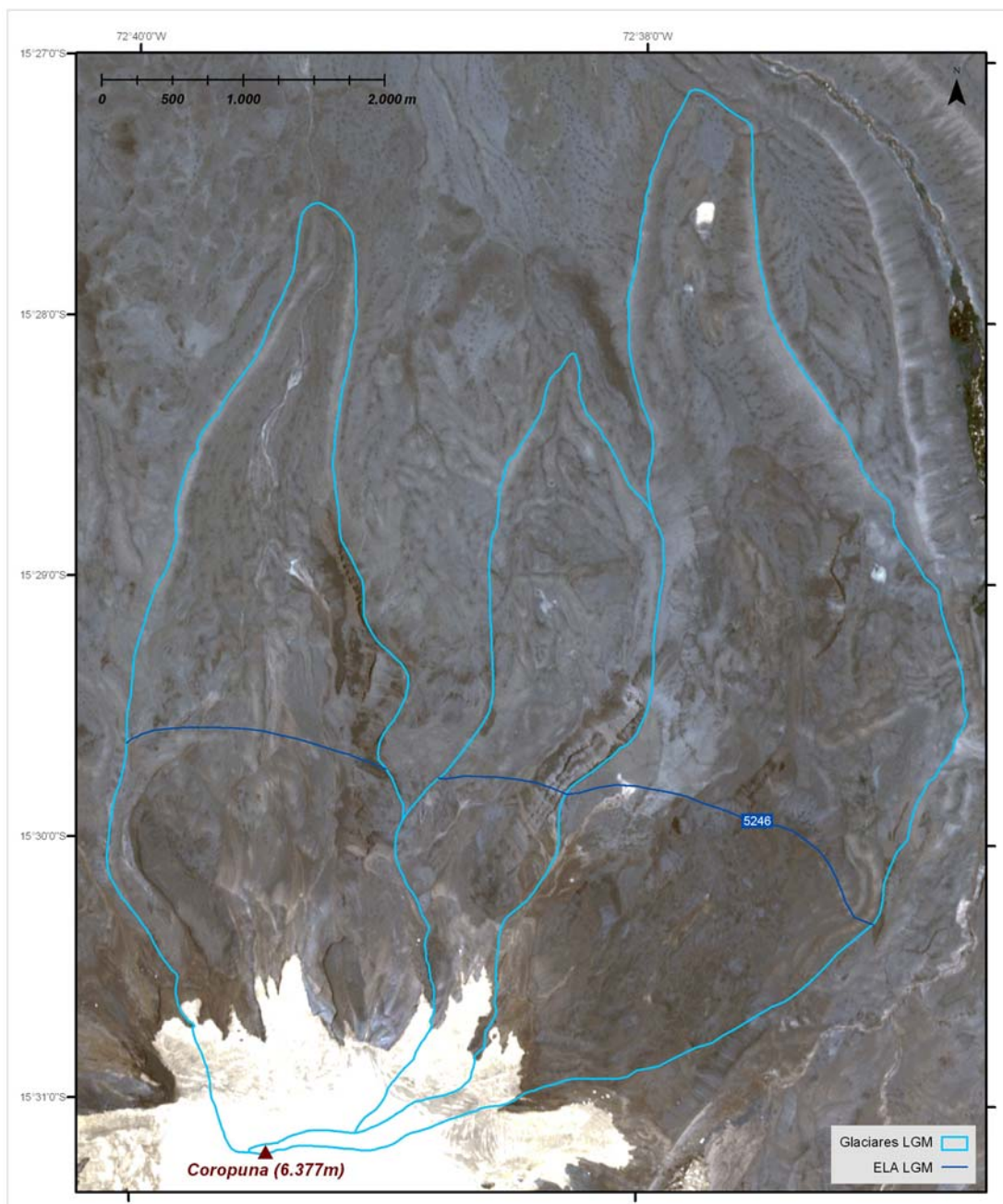
3.19. Altitud de la ELA ABR para 1986, sobre fotografía aérea de noviembre de 2010.



3.20. Altitud de la ELA AABR para 1955, sobre fotografía aérea de noviembre de 2010.



3.21. Altitud de la ELA AABR para LIA, sobre fotografía aérea de noviembre de 2010.



3.22. Altitud de la ELA AABR para LGM, sobre fotografía aérea de noviembre de 2010.

Al elevarse el valor de la ELA, la superficie bruta de zona de acumulación se ve reducida a medida que avanzan las fechas del análisis. Sin embargo, es de interés el concepto de superficie relativa, que indica el porcentaje de la superficie de acumulación respecto a la superficie total del conjunto de glaciares (*figuras 3.23 y 3.24*). De esta manera se explican algunos de los casos que se han obtenido en la sucesión de valores de superficie de las distintas zonas. Cuando de una fecha a la inmediatamente posterior el porcentaje de superficie de acumulación asciende, quiere decir que se ha experimentado en ese proceso de tiempo un retraimiento acelerado debido a fenómenos de fusión. Esta situación se debe a un descenso de la superficie de ablación, ya que en valores brutos, la superficie de ablación se ve reducida respecto a la fecha anterior.

Por el contrario, cuando el porcentaje de superficie de la zona de acumulación desciende de una fecha a la inmediatamente posterior, denota una dinámica en ese intervalo temporal de retroceso más homogéneo, generado por el aumento de la zona de ablación.

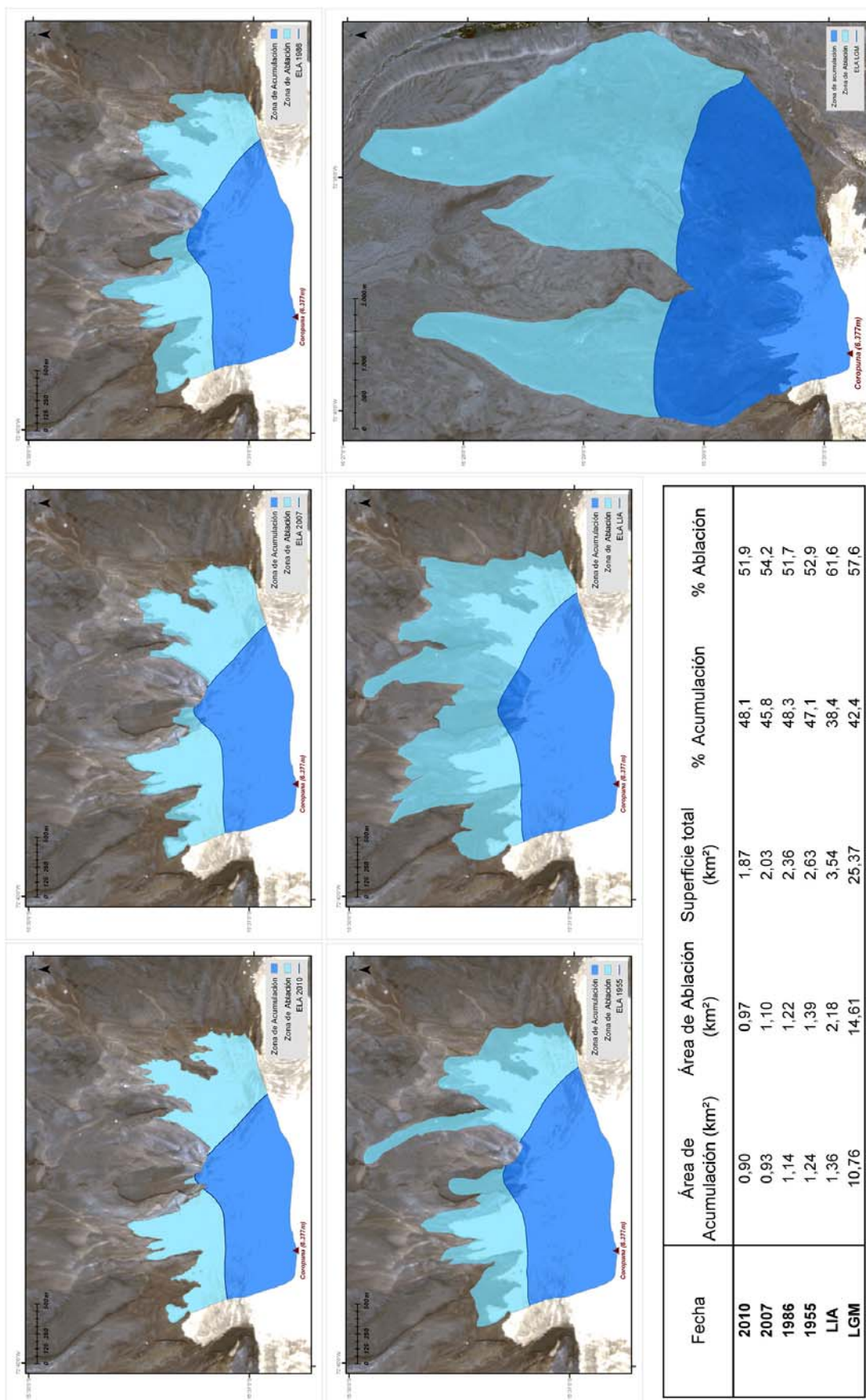


Figura 3.23. Modelos de zonas de acumulación y ablación en la zona de estudio para las distintas fechas analizadas, sobre fotografía aérea de noviembre de 2010, y tabla resumen de datos.

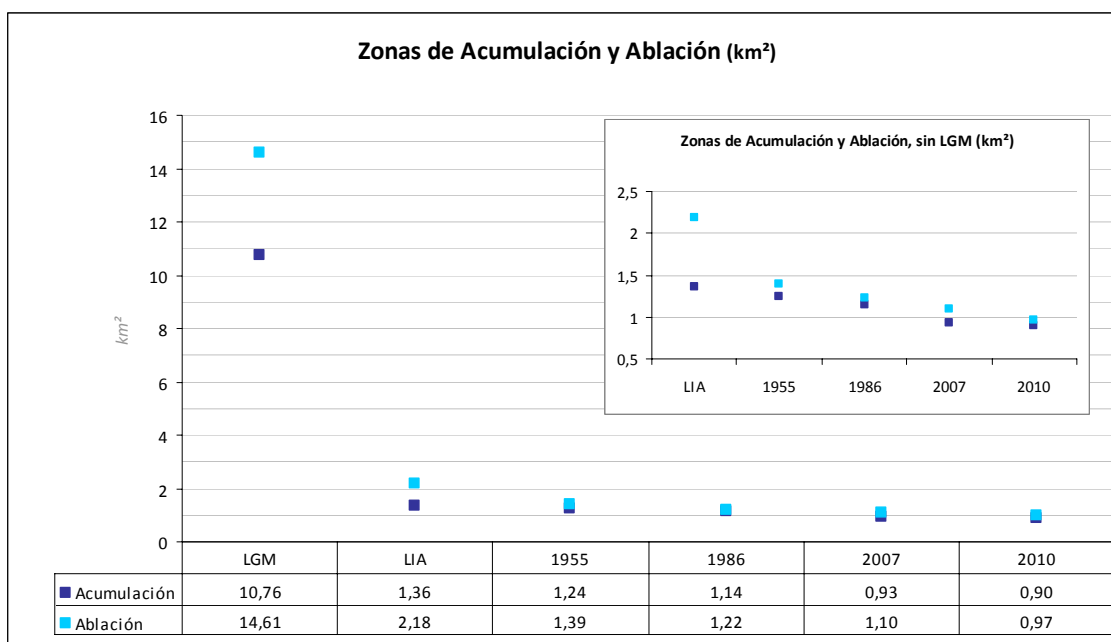


Figura 3.24. Superficie en km² de las zonas de acumulación y ablación en las distintas fechas analizadas

Como se ha venido describiendo a lo largo de este capítulo, la superficie de los glaciares ha ido disminuyendo a lo largo de las fechas estudiadas. De forma paralela, como no podía ser de otra manera, las zonas de acumulación y ablación han seguido un igual proceso.

Las mayores diferencias que se dan, en cuanto a la superficie de una y otra zona, en las épocas más antiguas (LGM y LIA) respecto a las más recientes, responde a la magnitud de los glaciares, a su tamaño y a las cotas que alcanzan. Los glaciares, sobre todo en el LGM, descienden desde las laderas del Nevado Coropuna hasta las zonas de menor pendiente pertenecientes al altiplano. Al contar en estos espacios con una menor inclinación, la superficie expuesta a la fusión es mayor, de ahí que se alcancen valores más disimétricos entre ambas zonas. La radiación solar recibida cobra mayor importancia en la zona de estudio por estar orientada al norte, zona de máxima insolación en el hemisferio sur. En los glaciares de 1955, 1986, 2007 y 2010, este fenómeno pierde importancia debido a la elevada pendiente y las proporciones entre la zona de acumulación y ablación se equiparan. En este proceso también intervienen otros factores de menor entidad que dinamizan y condicionan de forma individual la evolución de cada aparato glaciar por separado.

3.5 Persistencia estimada de los glaciares

A partir de la estimación de la altitud de la ELA en los distintos periodos de tiempo, se puede calcular el ascenso medio, en metros por año (m/año).

En el caso de que el valor de la ELA superase la cota máxima de la cabecera de un glaciar, éste se vería abocado a la desaparición, puesto que habría perdido su zona de acumulación y únicamente contaría con zona de ablación, en la que predominan los fenómenos que hacen retroceder el frente glaciar (fusión o sublimación), sin capacidad de acumular nuevos volúmenes de hielo que le hicieran mantenerse. En ese momento, la presencia del glaciar quedará subordinada a las condiciones ambientales y lo que tardan en hacerlo desaparecer por completo.

En la zona de estudio, se han obtenido las siguientes velocidades de ascenso de la ELA en determinados periodos temporales (*figura 3.25*), los más recientes para conocer de manera más precisa posibles comportamientos futuros son: 1,45 m/año en el periodo 1955-2010; 2,25 m/año para 1986-2010; 2,30 m/año entre 2007-2010.

Para estimar el comportamiento y persistencia de los glaciares analizados, se han planteado diferentes escenarios en función de las condiciones de ascenso de la ELA. De los cinco escenarios planteados, los tres primeros corresponden exactamente con los niveles de ascenso de la ELA de los intervalos temporales expuestos anteriormente. Los dos nuevos escenarios corresponden a una aceleración del ascenso de la ELA del 50%, en el primero de ellos, y del 100% en el segundo, es decir, del doble de la velocidad de ascenso actual. El porqué de estos dos nuevos escenarios se debe a la observación del comportamiento de la dinámica glaciar de la zona de estudio, que tiene cada vez más un carácter exponencial.

Escenario 1: Velocidad de ascenso de la ELA = a la media de ascenso del periodo 1955-2010.

Escenario 2: Velocidad de ascenso de la ELA = a la media de ascenso del periodo 1986-2010.

Escenario 3: Velocidad de ascenso de la ELA = a la media de ascenso del periodo 2007-2010.

Escenario 4: Velocidad de ascenso de la ELA = incremento del 50% de la media de ascenso del Escenario 3.

Escenario 5: Velocidad de ascenso de la ELA = incremento del 100% de la media de ascenso del Escenario 3.

	Escenario 1	Escenario 2	Escenario 3	Escenario 4	Escenario 5
Ascenso de la ELA	1,45 m/año	2,25 m/año	2,30 m/año	3,45 m/año	4,60 m/año
Años*	~232	~149	~146	~97	~73

* Años estimados hasta que la ELA supere la cota máxima del N. Coropuna y desaparezca la zona de acumulación.

Figura 3.25. Tabla con las estimaciones de persistencia glaciar en función del ascenso de la ELA.

Los escenarios más probables, como se mencionaba anteriormente, son los número 3, 4 y 5. Por tanto, si damos mayor veracidad a estos tres supuestos, obtendremos que la ELA superará la cota de 6.377 m. del Coropuna (cabecera de los glaciares de la zona de estudio) dentro de unos 75-150 años aproximadamente. A partir de entonces, quedaran unos glaciares residuales que irán desapareciendo gradualmente en los siguientes años sin opción de persistencia.

Estas estimaciones son para la zona de estudio, con las características propias de este espacio. Tal y como muestran el resto de resultados de este trabajo se puede afirmar que serían los glaciares que desaparecerían con mayor celeridad pero serían el primer caso de un fenómeno general de desaparición paulatina del conjunto de la masa glaciar.

CAPÍTULO 4. DISCUSIÓN DE RESULTADOS Y TRABAJO FUTURO

Debido a su sensibilidad a los cambios climáticos, los glaciares tropicales son un buen indicador de las variaciones ambientales de su entorno. Los factores de precipitación, temperatura, humedad o radiación solar determinan las características que condicionan la evolución de las masas de hielo de estas latitudes. A lo largo de este trabajo se han generado datos y analizado la evolución glacial del conjunto de los glaciares tropicales, en general, y del Nevado Coropuna, en particular.

Los resultados obtenidos muestran una pérdida de superficie cubierta por hielo desde LGM hasta LIA de 21,83 km² y desde LIA hasta 2010 de 1,66 km². Los valores aparentemente bajos han de ponerse en relación con la superficie total. De esta manera los volúmenes de pérdida en tanto por ciento alcanzan valores de pérdida de superficie desde LGM a LIA del 86,1% y del 92,6% si se amplía la comparativa hasta 2010.

Respecto al valor de la ELA, se han obtenido variaciones altitudinales desde LGM a 2010 de 795 m, siendo muy significativo el ascenso del valor entre las fechas de 2007 y 2010, ya que en tan solo 3 años se aprecia un incremento altitudinal de 7 metros.

4.1 Cartografía de morrenas

La delimitación precisa de las morrenas de distintas épocas se ha revelado como una etapa imprescindible del proceso de reconstrucción de la evolución glacial a través de los paleoglaciares. Los límites que evidencian los depósitos morrénicos, además de permitir la cartografía y delimitación de las masas de hielo para posteriores análisis de superficies y altitudes, permiten las dataciones que facilitan el establecimiento de la cronología del ámbito de estudio.

A lo largo del trabajo se han manipulado datos relativos a tres etapas distintas de morroneas, establecidas desde un principio. Las de localizaciones más distales respecto a las cabeceras de los glaciares se denominaron LGM (Last Glacial Maximum), en función del periodo al que pertenecen, las más próximas a los frentes de las lenguas actuales denominadas LIA (Little Ice Age) por pertenecer a la última etapa de avance comprendida entre los siglos ~XIV-XIX y finalmente, un conjunto de arcos morrénicos ubicados entre los dos anteriores, que al no emplearse en ningún punto de análisis del trabajo se denominaron genéricamente postLGM.

Las morrenas LGM, en la zona de estudio (cuadrante NW del Nevado Coropuna), alcanzan su mínima cota en torno a los 4.650 metros. Según los datos de Úbeda (2011) de los cuadrantes NE y SE del mismo complejo volcánico, los depósitos de materiales morrénicos correspondientes a esta fecha aparecen en cotas mínimas de ~3.700 metros (SE) y ~4.750 metros (NE). En el cuadrante SW, que completaría la serie de datos del Coropuna, Campos (2012) obtuvo una cota mínima de 4.450 metros. Las variaciones entre las distintas vertientes del Coropuna se deben a factores locales como topografía y altitud de cabecera de los aparatos glaciares, ya que los condicionantes ambientales son muy similares, pudiendo destacarse como diferenciador la mencionada orientación. Alcalá et al., (2011), en el Ampato (a 85 kilómetros al sureste), cifró la cota mínima de las morrenas LGM en ~4.250 metros.

LGM	NW	NE (Úbeda, 2011)	SE (Úbeda, 2011)	SW (Campos, 2012)
Coropuna	~4.650m	~4.750m	~3.700m	~4.450m
Ampato	~4.250m (Alcalá et al., 2011)			

Morrenas pertenecientes al YD (Younger Dryas), no se identifican en este trabajo. Por su cronología (~12 ka) se encontrarían en el grupo de morrenas postLGM, pero debido a su escasa visibilidad y continuidad no se han estudiado. En trabajos como el de Rodbell y Saltzer (2000) se propone la ausencia de avances glaciares en esta época, en los Andes tropicales, dada la falta de evidencias. En otros casos, se identifican de forma puntual y muy localizada pequeñas pulsaciones, pero predominando en la mayor parte del YD el retroceso de los glaciares (Robdell et al., 2009).

Licciardi et al., (2009), sugieren varios episodios de reavance glaciar en el Holoceno. Los pertenecientes al YD se incluirían en las etapas incipientes y destacaría el de la Pequeña Edad del Hielo (LIA) en fechas recientes.

En la zona de estudio, las morrenas LIA se encuentran próximas a los frentes glaciares actuales, lo que evidencia el retroceso sufrido en los últimos siglos. Su continuidad y fácil identificación en el sector del área de estudio, hace que sea un espacio inmejorable para la representación de los depósitos morrénicos de esta edad. La escasa precipitación actual favorece la preservación por la poca magnitud de la escorrentía y movilización de materiales.

En comparación con otros sectores del propio Coropuna o con otros espacios analizados, la precisión que alcanza la delimitación de estas morrenas en el trabajo es muy alta.

Las morrenas postLGM, al no estar tratadas en el trabajo, no se han identificado ni determinado las cronologías de cada conjunto, por tanto no se pueden discutir sus edades, ya que no se conocen y no se han establecido fechas de referencia para comparar con otras obras o estudios. Se muestran como formaciones intermedias que pueden ser interpretadas en futuros análisis o reconstrucciones de la evolución glaciar.

Las morrenas cartografiadas en este trabajo responden a los mismos patrones cronológicos que las datadas en publicaciones de similar naturaleza. Las variaciones vienen dadas, como se ha mencionado antes, por las características intrínsecas de cada glaciar y por distintas metodologías. En este trabajo las morrenas se tratan como elementos lineales (trazadas a lo largo de la "cresta" de los depósitos morrénicos), mientras que en otros trabajos se han trazado como formas poligonales, abarcando las dos vertientes del arco morrénico.

Dataciones de los materiales del área de estudio puede otorgar mayor precisión a las dataciones ya que las empleadas (por falta de unas propias) son las que se han establecido para zonas más generales o espacios concretos situados a poca distancia.

4.2 Delimitación de los glaciares

A través de la fotografía aérea de distintas fechas, tanto digital como estereoscópica, la topografía, las fracturas del hielo glaciar y la localización de las morrenas, se consigue individualizar cada lengua glaciar. La delimitación de los diferentes glaciares y paleoglaciares es el proceso clave para el análisis de la evolución glaciar a lo largo del tiempo de un espacio determinado. Su correcto y preciso trazado generará unos resultados más exactos en cuanto a medición de superficies y, de forma indirecta, del cálculo del valor de ELAs y paleoELAs.

Los resultados obtenidos a través de los procesos descritos a lo largo de este trabajo, muestran que la masa glaciar, con la cabecera y origen de los glaciares situada en la cima del cono volcánico denominado Coropuna Casulla, a 6.377 metros de altitud, se extendían ladera abajo, hacia el norte a través de las quebradas en el LGM hasta alcanzar cotas inferiores a los 4.600 metros y ocupando una superficie total de 25,37 km². Esta superficie cubierta por hielo se ha ido viendo disminuida con el paso del tiempo hasta los 2,63 km² en 1955 y 1,87 km² en el año 2010, no existiendo masas de hielo glaciar en cotas inferiores a 5.600 metros. Se ha producido en los últimos 55 años, una pérdida del 28,73% de la superficie glaciar y de un 8% en los 3 últimos años analizados (2007 a 2010), quedando evidenciada la aceleración de los procesos de deshielo.

Los valores de disminución de superficie ocupada por masas de hielo en la zona de estudio son imposibles de comparar con trabajos sobre la misma zona por no existir ninguno específico previo a éste. Si se considera la localización del área analizada en el complejo volcánico del Nevado Coropuna, es posible emplear los valores obtenidos por otros autores para el conjunto

del Coropuna e interpretarlos en función de las variaciones y distorsiones que puede producir la comparativa a distintas escalas y con el condicionante de la localización con una sola orientación de los glaciares de este trabajo.

Como se recoge en el trabajo de Úbeda (2011), los valores obtenidos por otros autores (Ames et al., 1988; Núñez y Valenzuela, 2001; Silverio, 2004; Racoviteanu et al., 2007) para el conjunto del Nevado, están condicionados por la deficiente delimitación de los glaciares, distorsionada por la cubierta nival. Racoviteanu et al., (2007) proponen una reducción del 26% entre 1962 y 2000. Para el mismo periodo, Úbeda (2011) obtuvo un valor de reducción de superficie de 17%, indicando la misma tendencia de deshielo pero reduciendo considerablemente la velocidad.

En este trabajo, el porcentaje de reducción de superficie en ese mismo periodo es de 22,4%. Si se tiene en cuenta, como se mencionó anteriormente, que al ser un espacio más reducido, su orientación, pendiente y condicionantes propios de las laderas y los propios glaciares, es posible establecer cierta correlación entre los resultados.

En la Cordillera Blanca, 850 km al NW del Nevado Coropuna, Giráldez (2011) obtuvo unos porcentajes de retroceso, para el periodo 1962-2003 de 15,8%. Teniendo de nuevo en cuenta los condicionantes locales de cada espacio, se aprecia una velocidad de retroceso de glaciares similar en dos puntos distantes de Perú, lo que indica que las tendencias de los glaciares tropicales a lo largo de los Andes Centrales pueden ser similares, a falta de una muestra mayor de datos.

<i>Reducción de superficie Años 60-00 (%)</i>	Racoviteanu et al., 2007	Úbeda, 2011	2013
Coropuna	26%	17%	22,4%
Cordillera Blanca	15,8% (Giráldez, 2011)		

La delimitación de los glaciares ofrece una serie de datos e información indispensable para analizar y conocer la evolución glacial. La implementación de los SIG en este tipo de tareas aumenta las posibilidades de cuantificación de los distintos fenómenos de avance y retroceso que soportan los glaciares tropicales actuales y los paleoglaciares.

El estudio de los volúmenes de hielo, a través del conocimiento del espesor de las lenguas glaciares en un futuro puede generar una información muy útil desde el punto de vista de la disponibilidad hídrica para las poblaciones asentadas en torno a espacios glaciares y desde la prevención de riesgos asociados a fenómenos volcánicos y a fusiones masivas de hielo (lahares).

4.3 ELAs AABR

El cálculo de ELAs proporciona información climática que permite tanto el estudio de la evolución glacial como el estudio de la evolución climática, ambos estrechamente ligados. Su cálculo para fechas pasadas ofrece una visión de la paleoclimatología del entorno estudiado y genera la posibilidad de establecer modelos.

El método AABR (Area x Altitude Balance Ratio) proporciona una mayor precisión que otros métodos existentes de cálculo de ELAs (THAR, MELM o AAR) y aunque sigue siendo un punto crítico el discernir entre factores térmicos, de precipitación o de radiación causantes de las variaciones en los paleoglaciares, es uno de los escasos métodos eficaces existentes para estudiar la paleoclimatología de los Andes Centrales. (Klein et al., 1999).

En este trabajo se han calculado las ELAs AABR para una serie de glaciares del cuadrante NW del Nevado Coropuna. Los resultados obtenidos para cada fecha han sido 5.246 m. en LGM, 5.936 m. en LIA, 5.961 m. en 1955, 5.987 m. en 1986, 6.034 m. en 2007 y 6.041 m. en 2010. Estas altitudes, comparadas con la fecha más actualizada experimentan una variación de -795

m. en LGM, -105 m. en LIA, -80 m. en 1955, -54 m. en 1986 y -7 m. en 2007. Si se toma el último intervalo (2007-2010) la ELA experimenta un ascenso vertical, en la actualidad, de 2,33 m/año. Si en lugar del último intervalo temporal se selecciona el inmediatamente anterior (1986-2007), la ELA asciende verticalmente a un ritmo de 2,23 m/año, lo que denota la aceleración de la deglaciación que se ha ido poniendo de manifiesto a lo largo del trabajo.

En el cuadrante NE del Nevado Coropuna, Úbeda (2011) realizó los cálculos de las ELAs AABR para diferentes épocas. Los valores que obtuvo fueron 5.886 m. en LIA y en este trabajo se ha obtenido un valor para esa época de 5.936 m. La diferencia de 50 metros entre ambos valores puede responder a los factores propios de cada grupo de glaciares analizados, respectivamente, como la radiación recibida, en función de la orientación, que en el caso de los glaciares de este trabajo en norte puro, o la pendiente, derivada de la topografía, mucho más abrupta en la zona de estudio de este documento. El caso se repite con los valores de ELA de 1955, Úbeda obtuvo una altitud de 5.923 metros, siendo de 5.961 en la zona de estudio. Para 1986, los valores obtenidos en ambos trabajos han sido 5.929 y 5.987, respectivamente. En este caso, se aprecia una aceleración del retroceso más agudizada en el cuadrante NW. Y finalmente, en 2007, la ELA obtenida por Úbeda se sitúa en los 5.968 m. y en 6.034 en la zona de estudio, evidenciando de nuevo la aceleración que en este espacio experimentan los procesos de fusión. Si establecemos la velocidad de fusión en metros/año en los dos espacios en el intervalo 1986-2007, en el NE se experimenta un retroceso de 1,87 m/año y en el NW de 2,23 m/año.

Según el trabajo de Bromley et al. (2011), la ELA (calculada mediante los métodos TAHR y MELM) para el conjunto de glaciares de la vertiente norte del Coropuna en 2010 tenía un valor de 5.915 ± 44 metros. Si asumimos el error máximo positivo, este valor se situaría en los 5.959 metros, siendo aún significativamente inferior al obtenido en este trabajo, de 6.041 metros en 2010. Esta diferencia, superior a 80 metros, se debe a los distintos tipos de metodología empleados para el cálculo de las ELAs y presumiblemente a las dimensiones del área de estudio empleadas en cada caso. Bromley et al. calculan un valor medio de ELA para el conjunto de todos los glaciares del Nevado con orientación norte, mientras que en este trabajo se ha trabajado con un conjunto reducido de glaciares, de orientación norte, pero con características singulares, como el ser los glaciares con la cabecera a mayor altitud o ser los glaciares localizados más al norte. Es por ello que los resultados de ELA más elevados de esta región, queden difuminados dentro de la media del total de los glaciares de esta misma vertiente.

En el caso de la paleoELA del LGM de Bromley et al., por el método TAHR (0,3), el valor se sitúa a una altitud de 5.200 ± 88 metros, en este caso muy similar al obtenido en la zona de estudio de 5.246. En este caso la similitud es mayor por tratarse de paleoglaciares de gran extensión, que son masas de hielo más homogéneas, afectando en menor medida los factores o aspectos locales que condicionan los aparatos glaciares actuales.

En el cuadrante SW del Coropuna Campos (2012) calculó los valores de la ELA, por el método AABR, para los años 1955 y 2007, con valores de 5.821 y 5.834 metros, respectivamente. Esto implica un ascenso de la ELA, en poco más de 50 años, de 13 metros. Si comparamos con los valores de esas dos mismas fechas en la zona de estudio del presente documento, encontramos un valor de ELA para 1955 de 5.961 y de 6.034 metros para 2007. El incremento de altitud de la ELA es de 73 metros.

Las grandes variaciones en los resultados de estos dos lugares tan próximos en el espacio (separados ~5 km.), ponen de manifiesto el distinto comportamiento de la dinámica y evolución glaciar en las distintas vertientes del Nevado Coropuna. En ambos casos se observa una tendencia paralela al igual que en el NE y SE del mismo complejo glaciar del Coropuna, según los datos de Úbeda (2011). Sin embargo, son los glaciares situados en las laderas del norte los que experimentan las variaciones negativas del clima (desde el punto de vista de la propia evolución glaciar) de forma más drástica y significativa, viendo reducida su superficie de forma más acelerada.

El cálculo del valor de la altitud de la ELA en distintas fechas hace posible la estimación del comportamiento del clima a lo largo de distintos periodos de tiempo. Al responder de forma clara a las variaciones climáticas se convierte en un instrumento que, pudiendo calcularse por distintos métodos, ofrece una cuantificación precisa del estado de la evolución de los glaciares.

La variación de la ELA permite estudiar la evolución del clima y generar modelos con distintos escenarios de predicción del comportamiento y desarrollo de las masas glaciares, siendo estos datos de gran utilidad a la hora de la toma de decisiones y la prevención.

	NW	NE (Úbeda, 2011)	SE (Úbeda, 2011)	SW (Campos, 2012)	Coropuna Completo (Bromley et al. 2011)
LGM	5.246 m	5.179 m	4.951 m	4.850 m	5.200±88 m
LIA	5.936 m	5.886 m	5.776 m	-	-
2007	6.034 m	5.968 m	5.862 m	5.834 m	5.915±44 m

4.4 Conclusiones

Como ha quedado patente a lo largo del desarrollo de todo este trabajo, los glaciares son un elemento clave en el estudio del cambio climático, pero además en las regiones andinas del entorno del Coropuna son la única fuente de agua para las poblaciones circundantes y un elemento de riesgo por los procesos asociados al vulcanismo de los sistemas subyacentes a los glaciares. Esto confiere a las zonas próximas a los nevados de estas características una gran fragilidad, ya que se ven expuestas a diversas variables que pueden alterar en gran medida sus dinámicas y configuración.

Conocer y entender la evolución del sistema glaciar del Nevado Coropuna es de gran interés y por tanto, el seguimiento de sus glaciares es una parte fundamental.

El objetivo de este trabajo era la obtención de información cualitativa acerca de las ELAs, superficies glaciares y dinámicas para la comprensión del conjunto glaciovolcánico y su entorno. Tras elaborar y desarrollar los métodos aquí expuestos, analizar y valorar los resultados y compararlos con estudios similares realizados con anterioridad sobre el mismo Nevado o sobre otros de características similares, las principales conclusiones, de forma breve y siguiendo el orden de aparición en el documento, a las que se ha llegado son las siguientes:

- La delimitación de las morrenas de las distintas épocas de avance glaciar hacen posible la reconstrucción de los elementos glaciares del pasado (paleoglaciares y paleotopografía) de manera que es posible calcular las paleoELAs y generar una información muy valiosa a la hora del estudio de la evolución glaciar desde fechas del LGM o LIA.

El uso de fotografía aérea de distintas fechas facilita el tipo de análisis requerido en este tipo de trabajos y Google Earth se ha revelado, por su versatilidad y la resolución de algunas de sus imágenes, como una gran herramienta para este estudio.

- La individualización de las distintas lenguas glaciares ha sido el punto crítico del análisis propiamente dicho. La exactitud, precisión y veracidad de esta delimitación condiciona los resultados posteriores, por lo que ha habido que dedicar mucho tiempo y prestar mucha atención a este proceso.

Los resultados obtenidos muestran un claro retroceso de los glaciares. Desde la Pequeña Edad del hielo hasta 2010, los glaciares analizados han perdido un 47% de su superficie, con una media de pérdida de 4.000 m²/año. Este proceso se ha ido acelerando progresivamente hasta alcanzar un comportamiento casi exponencial en las últimas décadas.

- El cálculo de las ELAs por el método AABR, genera una gran precisión en los datos de altitud de este valor. A partir de esta altitud se han podido analizar las áreas de acumulación y ablación de los glaciares y realizar una predicción del comportamiento de éstos en un futuro próximo, otorgándoles una esperanza de persistencia, en función de los escenarios propuestos más probables, de poco más de ~75-150 años. Estas estimaciones están relacionadas con la disponibilidad hídrica en el entorno del Coropuna y con la existencia de riesgos de lahares asociados al vulcanismo.
- El cálculo de la ELA ha permitido también el estudio de la evolución de las temperaturas, apreciándose un comportamiento en paralelo al del retroceso glaciar. Esto es debido a que el segundo depende directamente de las variaciones del primero. Se han obtenido datos de un aumento de la temperatura desde el LGM de más de 6°C, de casi un grado (0,88°C) desde LIA y de más de medio grado en los últimos 60 años (0,67°C).

BIBLIOGRAFÍA

- Alcalá, J., Palacios, D., Zamorano, J.J., Vázquez-Selem, L. (2011): Last Glacial Maximum and deglaciation of Ampato volcanic complex, Southern Peru. *Rev. C. & G.*, 25 (1-2), 121-136.
- Ames, A., Muñoz, G., Verástegui, J., Zamora, M. y Zapata, M. (1988): Inventario de Glaciares del Perú. Segunda parte. En: INRENA (Editor). Unidad de Glaciología e Hidrología (UGRH), Huaraz (Perú), pp. 105.
- Benn, D.I. y Gemmell, A.M.D. (1997): Calculating equilibrium-line altitudes of former glaciers by the balance ratio method: a new computer spreadsheet *Glacial Geology and Geomorphology*.
- Benn, D. I., Owen, L. A., Osmaston, H. A., Seltzer, G. O., Porter, S. C., Mark, B. (2005): Reconstruction of equilibrium-line altitudes for tropical and sub-tropical glaciers. *Quaternary International* 138–139, 8–21.
- Bromley G.R.M., Schaefer J.M., Winckler, G., Hall, B.L., Todd, C.E., Rademaker D.K. M. (2009): Relative timing of last glacial maximum and late-glacial events in the central tropical Andes. *Quaternary Science Reviews*, 28, 2514-2526.
- Bromley G.R.M., Hall, B.L., Rademaker, K.M., Todd, C.E., Racovteanu, A.E. (2011): Late Pleistocene snowline fluctuations at Nevado Coropuna (15°S), southern Peruvian Andes. *Journal of Quaternary Science*. DOI: 10.1002/jqs.1455.
- Campos, N. (2012): Glacier evolution in the South West slope of Nevado Coropuna (Cordillera Ampato, Perú). Master Thesis. Universidad Complutense de Madrid.
- Farber, D. L., Hancock, G. S., Finkel, R. C., Rodbell, D. T. (2005): The age and extent of tropical alpine glaciation in the Cordillera Blanca, Peru. *Journal of Quaternary Sciences*, 20, 759–776.
- Furbish, D.J. y Andrews, J.T. (1984): The use of hypsometry to indicate long term stability and response of valleys glaciers to changes in mass transfer. *Journal Glaciology*, 30: 199-211.
- Giráldez, C. (2011): Glacier evolution in the South West slope of Nevado Hualcán (Cordillera Blanca, Perú). Master Thesis. Universidad Complutense de Madrid.
- Gregory-Wodzicki, K.M. (2000): Uplift history of the Central and Northern Andes: A review. *GSA Bulletin*, 112, 7, 1091–1105.
- Herreros, J., Moreno, I. , Taupin, J.D. , Ginot, P., Patris, N., De Angelis, M., Ledru, M.-P., Delachaux, F., Schotterer, U. (2009): Environmental records from temperate glacier ice on Nevado Coropuna saddle, southern Peru. *Adv. Geosci.*, 22, 27–34.
- Kaser, G., y Osmaston, H. (2002): *Tropical Glaciers*. Cambridge University Press: Cambridge, UK.
- Kaser, G. (1995): Some notes on the behavior of tropical glaciers. *Bulletin de l' Institut Français d' Etudes Andines*, 24 (3), 671-681.
- Kaser. G. (1999): A review of the modern fluctuations of tropical glaciers. *Global and Planetary Change* 22, 93–103.

- Klein, A.G., Seltzer, G.O., Isacks, B.L. (1999): Modern and last local glacial maximum snowlines in the Central Andes of Peru, Bolivia, and Northern Chile. *Quaternary Science Reviews*, 18, 63-84.
- Krusic, A.G., Prentice, M.L., Licciardi, J.M., (2009): Climatic implications of reconstructed early-mid Pliocene equilibrium-line altitudes in the McMurdo Dry Valleys, Antarctica. *Annals of Glaciology*, 50: 31-36.
- Licciardi, J.M., Schaefer, J.M., Taggart, J.R., Lund, D.C. (2009): Holocene Glacier Fluctuations in the Peruvian Andes Indicate Northern Climate Linkages. *Science* 325, 1677.
- Núñez, S. y Valenzuela, G. (2001): Mapa Preliminar de Amenaza Volcánica Potencial del Nevado Coropuna. Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico del Perú (INGEMMET), Lima Perú), 118 pp.
- Osmaston, H. (2005): Estimates of glacier equilibrium line altitudes by the AreaAltitude, the AreaAltitude Balance Ratio and the AreaAltitude Balance Index methods and their validation. *Quaternary International*, 138– 139, 22–31.
- Racoviteanu, A., Manley, W.F., Arnaud, Y. y Mark, W.W. (2007): Evaluating Digital Elevation Models for Glaciologic Applications. An example from Nevado Coropuna, Peruvian Andes. *Global and Planetary Change*, 59: 110-125.
- Rodbell, D.T. and Seltzer, G. (2000): Rapid ice margin fluctuations during the YD in the tropical Andes. *Quaternary Research* 54: 328–338.
- Rodbell, D.T., Smith, J. A., Mark, B.G. (2009): Glaciation in the Andes during the Lateglacial and Holocene. *Quaternary Science Reviews*. *Quaternary Science Reviews* 28 (2009) 2165–2212.
- Seltzer, G., Rodbell, D.T., Burns, S. (2000): Isotopic evidence for late Quaternary climatic change in tropical South America. *Geology* 28: 35–38.
- Seltzer, G., Rodbell, D.T., Baker, P., Fritz, S., Tapia, P.M., Rowe, H., Dunbar, R. (2002): Early warming of tropical South America at the last glacial–interglacial transition. *Science* 296: 1685–1686.
- Silverio, W., 2004. Estudio de la Evolución de la Cobertura Glaciar del Nevado Coropuna (6425m) entre 1955 y 2003. COPASA, Arequipa, pp. 16.
- Smith, J., Finkel, R., Farber, D., Rodbell, D., Seltzer, G. (2005): Moraine preservation and boulder erosion in the tropical Andes: interpreting old surface exposure ages in glaciated valleys. *J. Quaternary Sci.*, Vol. 20 pp. 735–758.
- Stern, C R. (2004): Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. Department of Geological Sciences, University of Colorado, Boulder, Colorado, 80309-0399 U.S.A.
- Úbeda, J. (2011): El impacto del cambio climático en los glaciares del complejo volcánico Nevado Coropuna (Cordillera Occidental de los Andes Centrales). Universidad Complutense de Madrid.
- USGS Volcano Hazards Program (2007): Lahars and Their Effects. Archived from the original on 2007-08-24. Retrieved 2007-09-02.
- Venturelli, G., Fragiapan, M., Weibel, M., Antiga, D. (1978): Trace element distribution in the Cainozoic lavas of Nevado Coropuna and Andagua Valley, Central Andes of southern Peru. *Bulletin of Volcanology* 41: 213–228.

- Weibel, M., Frangipane-Gysel, M., Hunziker, J.C. (1978): Ein Beitrag zur Vulkanologie Süd-Perus. *Geologische Rundschau* 67: 243–252.
- Zech, R., Kull, C., Kubik, P.W., Veit, H. (2007): LGM and Late Glacial glacier advances in the Cordillera Real and Cochabamba (Bolivia) deduced from ^{10}Be surface exposure dating. *Climate of the Past* 3: 623– 635.